Paris 1970

F. HINSCHBERGER
Maître de Conférences de Géographie
à la Faculté des Lettres et Sciences Humaines
de l'Université d'Abidjan

L'IROISE
ET LES ABORDS D'OUESSANT
ET DE SEIN

Etude de morphologie
et de sédimentologie sous-marines

Université de Caen
Faculté des Lettres
et Sciences Humaines
1970

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41545908_0023

UNIV.
LEIDEN
BIBL.

L'IROISE
ET LES ABORDS D'OUESSANT
ET DE SEIN

Dans la même Collection :

Déjà parus :

Marie FAUROUX, *Recueil des actes des ducs de Normandie* (911-1066).

Jean VIDALENC, *Les Emigrés Français,* 1789-1825.

Louis GUINET, *De la Franc-Maçonnerie mystique au Sacerdoce, ou la vie romantique de Friedrich-Ludwig-Zacharias WERNER* (1768-1823).

Michèle BARRIER, *L'Etude géographique du Tourisme. Problèmes de méthode et de représentation cartographique dans l'Est de la France.*

Hélène LEMAITRE, *Les pierres dans l'œuvre de RUSKIN.*

Yvette DEWOLF, *Intérêt et principes d'une cartographie des formations superficielles.*

Michèle COLIN, *Le Cuzco à la fin du XVII^e^ et au début du XVIII^e^ siècle.*

Claude MOINDROT, *L'aménagement du territoire en Grande-Bretagne.*

Louis GUINET, *Contribution à l'étude des établissements saxons en Normandie.*

Armand FREMONT, *L'Elevage en Normandie, étude géographique* (2 *volumes*).

Jean-Pierre LAUTRIDOU, *Les formations superficielles de Saint-Romain* (*Pays de Caux*). *Leur contribution à l'étude morphologique de la région.*

Jacques BAILBE, *Agrippa d'Aubigné, poète des Tragiques.*

Louis CALLEBAT, *Sermo Cotidianus dans les Métamorphoses d'Apulée.*

François DORNIC, *Une ascension sociale au XVII^e^ siècle : Louis Berryer, agent de Mazarin et de Colbert.*

Jacques-Henry BORNECQUE, *Paysages extérieurs et monde intérieur dans l'œuvre de Barbey d'Aurevilly.*

Maurice LEVY-BOYER, François DORNIC, Gabriel DESERT, Roger FAUVEL, *Un siècle et demi d'économie sarthoise* (1815-1955).

Frédéric DURAND, *Jens Peter JACOBSEN ou la gravitation d'une solitude.*

Monique PARENT FRAZEE, *Mrs Trollope and America.*

Guy FEHLMANN, *Somerville et Ross, témoins de l'Irlande d'hier.*

Mohamed EL KORDY, *Bayeux aux XVII^e^ et XVIII^e^ siècles.*

Sidsel CORNIER, *John Millington SYNGE et Arne GARBORG.*

J. M. MABIRE, *La composition de la Eyrbyggja Saga.*

P. BRUNET, J. BLONDEL, J.-P. BIDAULT, G. GRANIER, M. SIEPER, R. HERIN, *Exemples de sociétés rurales européennes en transformation.*

© *Association des Publications*
de la Faculté des Lettres et Sciences Humaines,
Université de Caen, 1971

F. HINSCHBERGER
Maître de Conférences de Géographie
à la Faculté des Lettres et Sciences Humaines
de l'Université d'Abidjan

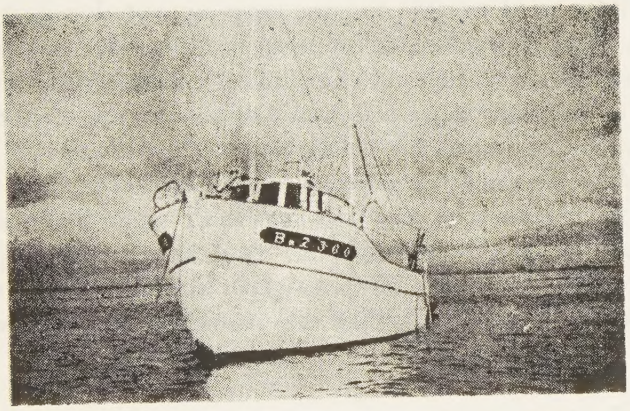
L'IROISE
ET LES ABORDS D'OUESSANT
ET DE SEIN

Etude de morphologie
et de sédimentologie sous-marines

Université de Caen
Faculté des Lettres
et Sciences Humaines
1970

A MON MAITRE ANDRE GUILCHER

Professeur à la Sorbonne



Le « Kornog » au mouillage à l'île de Sein, en 1961

(Cliché Hinschberger)

AVERTISSEMENT

Les difficultés de financement, et la défaveur que rencontrent de plus en plus, auprès d'un public scientifique surmené, les ouvrages par trop volumineux, nous ont fait prendre le sage parti de ne publier qu'un volume de dimensions modestes, présentant les principaux résultats de nos travaux, mais sacrifiant délibérément quantité de documents dont la publication n'aurait intéressé qu'un petit nombre de spécialistes. Certains de ces documents, tels le catalogue complet de 1.514 dragages, des minutes d'écriture de sondages, des cartes bathymétriques de détail, ainsi que les résultats des stations hydrologiques et des analyses morphoscopiques, ont été rassemblés dans un ouvrage annexe dactylographié qui pourra être ronéotypé ultérieurement, si le nombre des utilisateurs, que nous invitons à se faire connaître, est suffisant.

PRÉFACE

C'est pour nous un très agréable devoir d'inscrire, en tête de ce livre, le nom de monsieur André Guilcher. Nous faisons partie de cette dernière génération d'étudiants qui, dans les facultés de province pas encore surpeuplées de l'immédiat après-guerre, avons eu la chance (car c'en est une !) de poursuivre de bout en bout des études supérieures, depuis la Propédeutique jusqu'au Diplôme, sous la conduite attentive d'un seul maître... Ce Maître, ce fut pour nous monsieur Guilcher, dont nous avons suivi l'enseignement à Nancy de 1949 à 1951, et sous la direction duquel, en 1954, nous avons préparé un Diplôme de géographie... rurale. C'est dire que le professeur de Faculté n'était pas encore, époque heureuse, le spécialiste que, même en province, il tend à devenir aujourd'hui. Et l'étudiant n'en était, lui aussi, que plus ouvert.

C'est donc tout naturellement, quand s'est posé pour nous en 1959 le problème du choix d'un sujet de thèse, que nous nous sommes adressé à monsieur Guilcher. Nous n'avons pas eu à le regretter : en dix années, au cours d'échanges de vues innombrables, soit à Paris, soit en Bretagne, soit par correspondance (quel chercheur peut se vanter d'avoir, de son Directeur, un dossier de cent neuf lettres ?), il s'est constamment tenu au courant de notre travail. Bien qu'éloigné de la Sorbonne, nous nous sommes toujours senti suivi, encouragé, efficacement dirigé.

Notre reconnaissance va ensuite à monsieur le Doyen A. Journaux, pour nous avoir appelé en 1961 à occuper un poste d'assistant à l'Université de Caen, et pour avoir accepté obligeamment, lorsque fut installé le Centre National de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen qu'il a créé et qu'il dirige, d'y prendre en charge un bon nombre de nos analyses. C'est à son obligeance aussi que nous devons l'impression de cet ouvrage.

A Caen, nous avons eu aussi l'avantage de connaître le Profes-

seur L. Dangeard, et nous avons bénéficié de son enseignement pendant toute une année, invité qu'il nous avait à suivre, en auditeur libre, son cours de géologie marine menant au Diplôme d'Océanographie Approfondie.

Mais c'est à Rennes que nous avions reçu le baptême du laboratoire, au cours d'un stage qu'a bien voulu nous faire suivre, en 1960, le Professeur L. Berthois. Par la suite, il a continué à s'intéresser à nos recherches, poussant la gentillesse jusqu'à embarquer avec nous sur le *Kornog* pour nous initier à la courantométrie, mettant ses appareils à notre disposition, et aussi sa science. Que ce soit à bord du *Kornog* ou sur le *Charcot,* où nous avons eu l'occasion d'embarquer pour une mission de bathymétrie qu'il dirigeait, en 1966, sur la pente continentale au Sud de l'Irlande, partout nous avons pu apprécier son humanité souriante, son entrain communicatif et son amour du travail bien fait.

Cependant notre initiation au travail en mer, c'est à Gilbert Boillot que nous la devons. Elle se fit en 1960, non sans mal, sur une mer agitée, à bord du *Pluteus,* de la Station Biologique de Roscoff, où Boillot terminait alors ses recherches sur la géologie de la Manche occidentale. L'utilisation du sondeur à ultra-sons, du navigateur Decca, la manœuvre de la drague, l'emploi aussi du cercle hydrographique au cours de petites sorties sur le *Cydippe* en Baie de Morlaix, c'est au cours de ce stage à Roscoff, en compagnie de J.R. Vanney, sous la direction amicale de Boillot, que nous y avons été initiés peu à peu.

C'est encore en 1960, à Brest, et toujours avec J.R. Vanney, que nous nous sommes lancés dans l'aventure de la plongée sous-marine. Nous avons été à bonne école, celle d'André Tanguy, Instructeur National de Plongée. Par la suite nous avons fait équipe, dans nos plongées, avec François Domain, étudiant en géologie à la Faculté des Sciences de Caen.

Un des charmes du travail en mer, c'est l'esprit d'équipe, le sens de l'entr'aide qui anime les marins, et qui règne aussi, pour le plus grand bien de la recherche, parmi les océanographes. Nous devons remercier tout particulièrement les hommes du *Kornog,* le patron M. Le Lann, et l'équipage composé de MM. Hulin, Kerros et Trequesser, qui pendant huit années, de 1961 à 1968, ont toujours fait leur travail, parfois dans des conditions pénibles, avec un total dévouement. Il convient de citer aussi Louis Guilcher, qui embarqua avec nous à quatre reprises, et dont la connaissance des parages de l'île de Sein nous fut précieuse ; on n'en finirait pas d'énumérer

tous les pêcheurs de Sein qui en nous embarquant sur leurs petits bateaux à travers les écueils de la Chaussée, ou simplement en nous confiant, autour d'un verre, des renseignements sur les fonds qu'ils connaissent si bien, ont contribué de près ou de loin à l'avancement de ce travail. Merci encore à nos amis d'Ouessant, en particulier au Docteur Gonin dont la vedette nous a permis de débarquer à Molène.

Nous devons remercier encore M. Furnestin, Directeur de l'Institut Scientifique et Technique des Pêches Maritimes, qui a eu l'obligeance de mettre à notre disposition à deux reprises les bâtiments de cet organisme. C'est grâce à lui, à l'occasion d'une mission sur la *Thalassa,* en septembre 1965, que nous avons fait la connaissance du Commandant R. Brenot, à qui nous disons ici, notre admiration en même temps que notre reconnaissance. Pendant cette mission, qui fut un modèle d'organisation, la compétence du Commandant, son sens de la mer, et son exquise courtoisie furent pour nous un continuel sujet d'émerveillement. En octobre 1967, une seconde mission sur un navire des Pêches, la *Pelagia,* commandée par Th. Laurent, nous a permis de poursuivre nos investigations jusqu'au rebord du plateau continental.

Nous associons dans nos remerciements nos collègues géographes J.R. Vanney et J.P. Pinot, et géologues P. Hommeril et C. Larsonneur qui, travaillant sur des domaines voisins, ont toujours eu avec nous des rapports de collaboration amicale. Une mention particulière doit être faite de deux autres collègues qui ont pris part avec nous à maintes missions sur le *Kornog,* et dont la gracieuse présence à bord a constitué pour nous, sinon un antidote tout-à-fait sûr contre le mal de mer, du moins un remède contre le découragement : Annig Toulemont, biologiste, qui prépare une thèse sur la faune benthique dans le même domaine que le nôtre, et Anne Saint-Requier, géographe, qui étudie les fonds de la Baie d'Audierne, au Sud de l'Iroise.

D'autres remerciements encore, et très chaleureux, sont dus à quatre étudiants de géographie de l'Université de Caen, Jean-Pierre Corlay, Rose-Blanche Pauvret, Guy Ammirati et Michèle Le Guézennec qui, en choisissant des sujets de Diplômes ou de Maîtrise relatifs à la sédimentologie de l'Iroise, nous ont considérablement aidé, sur le bateau ou au laboratoire, à faire avancer nos recherches.

Le travail de cartographie méticuleux que suppose un sujet tel

que le nôtre a pu être mené à bien grâce à la collaboration de Mlles A. Berthault et F. Rabuteau. Les tirages photographiques sont dus à Mlles Tellier et Brichet.

AVANT-PROPOS

Localisation du domaine étudié (fig. 1)

Le domaine sous-marin dont nous avons entrepris l'étude depuis 1961 est une partie de la plateforme continentale qui s'étend à l'Ouest du Finistère, affectant la forme d'un polygone dont les sommets sont :

le phare du Four

le point de latitude 48°40'N et de longitude 5°10'W

48°25'N 5°25'W

47°57'N 5° W

48° N 4°42'W

la Pointe de Coumodoc (au S.E. de la pointe du Raz).

Ce domaine englobe donc la mer d'Iroise et ses environs immédiats, débordant l'île d'Ouessant et le Plateau de Molène vers le Nord, et la Chaussée de Sein vers le Sud. Il incorpore l'ensemble de la Baie de Douarnenez. Mais la Rade et le goulot de Brest en sont exclus ; nous avons arrêté de ce côté nos investigations à la hauteur d'une ligne Pointe des Capucins-Pointe du Grand Minou. La surface de l'ensemble représente environ 5.000 kilomètres carrés.

Multiplicité des campagnes de recherche

Les travaux en mer se sont étalés sur une durée de 8 ans. Ils ont occupé 16 campagnes, la plupart à bord du *Kornog* (rebaptisé *Gwalarn* depuis 1967), quelques-unes à bord d'autres navires de recherches, le *Pluteus II* de la station Biologique de Roscoff, la *Thalassa* et la *Pelagia* de l'Institut Scientifique et Technique des Pêches Maritimes.

Nous avons profité enfin des essais du nouveau Navire Océano-

graphique français *Jean Charcot,* en 1966, pour exécuter un sondage et quelques dragages dans notre domaine.

Le calendrier de nos sorties en mer s'établit ainsi :

1961 Mission à bord du *Kornog,* du 24 août au 11 septembre.

1962 Mission à bord du *Kornog,* du 11 au 27 juillet.
Mission à bord du *Kornog,* du 4 au 14 août.

1963 Sortie du *Pluteus* sur la Fosse d'Ouessant (avec G. Boillot), du 3 au 4 juillet.
Mission à bord du *Kornog,* du 1er au 21 septembre.

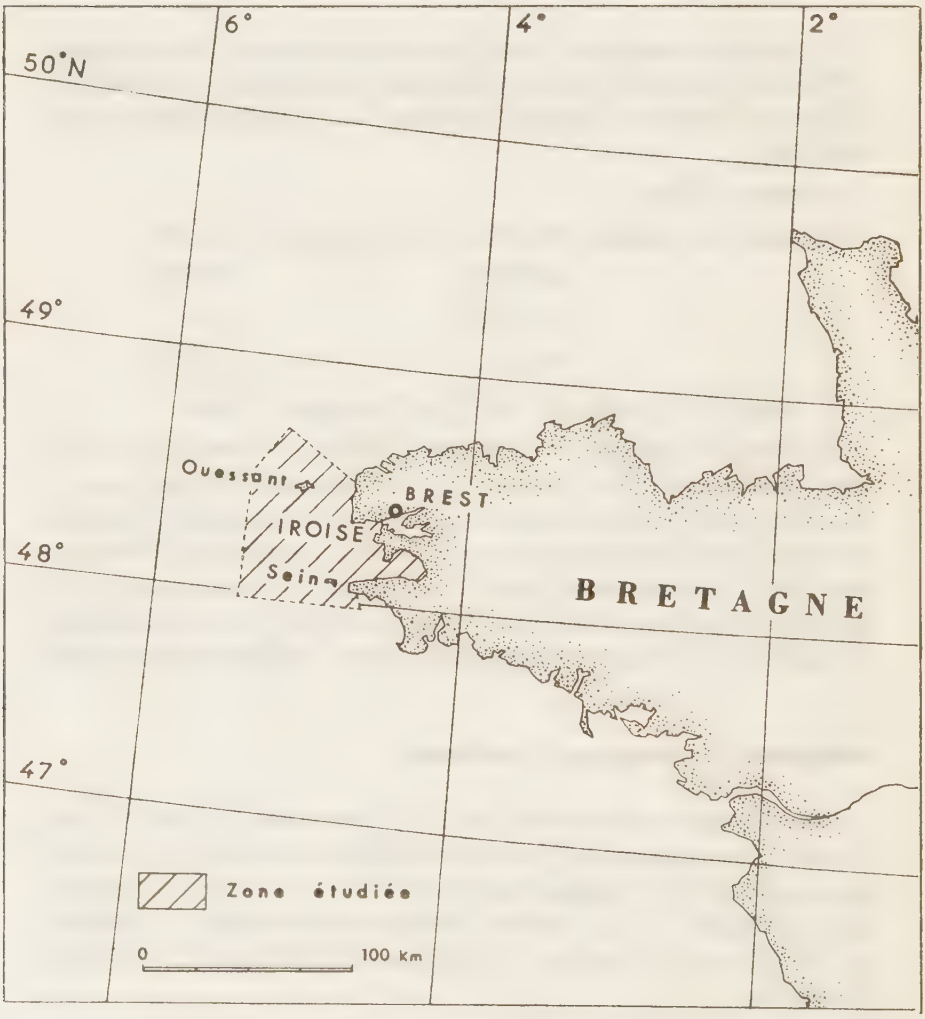


Figure 1. Localisation du domaine étudié

1964 Sortie du *Pluteus* sur la Fosse d'Ouessant (avec G. Boillot), du 2 au 3 juin.
Mission à bord du *Kornog,* du 1er au 20 juillet.
Mission à bord du *Kornog* (Baie de Douarnenez) du 31 octobre au 3 novembre.

1965 Mission à bord du *Kornog,* du 30 août au 17 septembre.
Mission à bord de la *Thalassa,* du 20 au 26 septembre.

1966 Essais du *Jean Charcot* en Iroise, du 18 au 21 janvier.
Mission à bord du *Kornog,* du 18 au 22 mai.
Mission à bord du *Kornog,* du 30 juin au 16 juillet.

1967 Mission à bord du *Gwalarn,* du 27 juin au 13 juillet.
Mission à bord de la *Pelagia* au large du Massif Armoricain, du 3 au 14 octobre.

1968 Mission à bord du *Gwalarn,* du 14 au 21 juin
(ces quatre dernières missions en commun avec des chercheurs travaillant sur des domaines voisins).

L'ensemble de ces missions représente 183 journées de travail en mer, dont 158 sur le *Kornog.* Cela équivaut à une croisière de recherches continues d'une durée de six mois...

Originalité de nos recherches

Il est à peine nécessaire de souligner l'originalité de ce travail, qui n'a que fort peu de rapport avec les travaux classiques des morphologues terrestres ; alors que ces derniers disposent de cartes, de photographies aériennes et surtout, chose irremplaçable, de la vision directe des formes du terrain, nous nous trouvions devant un domaine invisible et presque totalement inconnu : les cartes bathymétriques deviennent à peu près muettes au-delà de quelques dizaines de mètres de profondeur, les données géologiques sont inexistantes. Les fonds océaniques, y compris la plate-forme continentale, sont encore, à de très rares exceptions près, aussi inconnus que l'était naguère la face cachée de la lune. Notre tâche a donc consisté avant tout en *un travail d'exploration :* exploration directe, en plongée, quand les conditions s'y sont prêtées, exploration indirecte surtout, à l'aide de toutes les techniques que nous aurons à exposer plus loin. Tâche exaltante que celle de l'explorateur, qui découvre le premier un paysage, tâche ingrate aussi, lorsqu'ayant décrit ce paysage nouveau, il ne parvient pas à réunir suffisamment d'éléments pour l'expliquer. On ne s'étonnera pas de trouver dans

les pages suivantes des descriptions détaillées des fonds que nous avons explorés, mais le lecteur restera peut-être sur sa faim dans la mesure où nous avons dû laisser sans solution bien des problèmes...

Les aléas du travail en mer, la nécessité d'un travail d'équipe

En effet, les problèmes que pose l'explication des fonds sous-marins, même dans un domaine aussi restreint, aussi proche des côtes que le nôtre, sont nombreux, et leur solution nécessite l'emploi de techniques coûteuses, dont ne dispose encore que rarement la recherche désintéressée. Pour n'en donner qu'un exemple, la carte géologique très hypothétique que nous présentons plus loin devrait s'appuyer sur des centaines de carottages de roches, voire de forages, et sur des sondages « pénétrants ». Quelques-uns ont été tentés sur la Fosse d'Ouessant, mais cela ne représente qu'une très faible partie de l'aire sous-marine qui nous intéresse.

Mais même en supposant réunis, sur un bateau idéal, tous les moyens d'investigations souhaitables, les résultats d'une croisière de recherches sous-marines sont bien souvent décevants. Combien de fois la houle, ou la brume, et en général les conditions météorologiques extrêmement capricieuses en Iroise nous ont-elles forcé à modifier complètement le plan de travail établi la veille au soir, à faire demi-tour après de pénibles heures de navigation stérile, à nous contenter d'un sondage en remettant à plus tard des dragages pourtant plus urgents. Demi-tour aussi, lorsque, ayant réussi à repérer au sondeur une « basse » isolée en pleine mer, après l'avoir longtemps cherchée en tournant en rond, il fallait renoncer à y descendre, parce que l'heure de l'étale était passée, et que le courant de marée, déjà formé, aurait rendu une plongée par trop aventureuse...

Heureusement, dans ce travail, nous n'avons jamais été seul. D'autres chercheurs nous accompagnaient, auxquels nous avons dit plus haut notre reconnaissance. D'autres chercheurs aussi, géologues, géographes, biologistes, entreprenaient des travaux semblables tout au long des côtes de la Manche et de l'Atlantique et nous avons réussi à faire équipe avec eux, prenant part ensemble à des missions communes, confrontant nos résultats, échangeant nos idées,

mettant en chantier, en commun, divers travaux, notamment la nouvelle carte sédimentologique.

Aussi ce travail ne doit-il pas être considéré comme l'œuvre d'un chercheur isolé. C'est une petite fraction d'un travail d'équipe. Nous aurons soin, à chaque occasion, de souligner ce qu'il y a de collectif dans ces recherches, de comparer nos découvertes avec celles des chercheurs voisins, et d'essayer d'harmoniser, autant que faire se pourra, nos interprétations avec les leurs.

INTRODUCTION

L'IROISE ET LE FINISTÈRE

I. — LA MER D'IROISE

On appelle ainsi une petite mer bordière au large de la Bretagne, limitée au Nord par Ouessant et l'archipel de Molène, au Sud par la Chaussée de Sein. L'Iroise communique largement avec la Baie de Douarnenez, dont l'ouverture, au droit du Cap de la Chèvre, ne mesure pas moins de 9 kilomètres. Le Goulet de Brest qui fait la transition avec la Rade de Brest est, comme son nom l'indique, beaucoup plus étroit (un kilomètre et demi). Vers le Nord, on passe d'Iroise en Manche en contournant le Plateau de Molène soit par le Chenal du Four qui longe la côte du Léon, soit en empruntant le long de la côte sud d'Ouessant, le passage du Fromveur, passage réputé dangereux non pas tant à cause de son étroitesse que des violents courants de marée qui peuvent s'y produire. Vers le Sud un autre passage qui n'est pas non plus de tout repos, le Raz de Sein, entre la Pointe du Raz et la Chaussée de Sein, fait communiquer l'Iroise avec le Golfe de Gascogne.

Vers le large, l'Iroise ne s'étend pas au-delà du méridien de la Pointe de Pern, la plus occidentale d'Ouessant. Cette limite correspond approximativement à l'isobathe de — 100 mètres. On entre ensuite dans le domaine de la Mer Celte. Notre domaine d'investigations mord quelque peu sur celle-ci, puisque notre limite court à une douzaine de milles à l'Ouest d'Ouessant, ce qui correspond à peu près à l'isobathe — 120 mètres.

L'Iroise occupe ainsi une remarquable *situation de carrefour*. La première conséquence de cette situation, c'est son agitation quasi-

permanente. Bien que proche de terre, l'Iroise est une mer inconfortable... Que le vent souffle de l'Ouest, du Nord ou du Sud, *la houle* se forme très vite, par suite de l'absence d'abris, ou de leur insuffisance : le Plateau de Molène freine quelque peu les houles du Nord, mais la Chaussée de Sein ne protège guère l'Iroise contre les tempêtes du Sud ; et il n'existe aucune espèce de protection du côté ouest, qui est justement le secteur des vents dominants. Il n'y a guère que les vents d'Est — les plus rares — contre lesquels le navigateur soit assez bien protégé. Nous aurons à envisager plus loin l'importance des houles des différentes directions et à décrire leurs effets sur la morphologie littorale et celle des fonds proches de la côte.

Cette situation au contact de plusieurs mers dont les caractères hydrologiques sont assez différents a également des conséquences sur la répartition des températures, salinités et densités en Iroise, et sur les *courants généraux* qui sont le résultat de cette répartition. Nos propres recherches hydrologiques, assez limitées, ont consisté en mesures de températures et de salinités, toujours exécutées en été. Elles confirment les nombreuses données récoltées en toutes saisons par différents navires, et nous aurons l'occasion d'en présenter plus loin la synthèse. Les courants généraux, très lents, sont d'ailleurs pratiquement sans effet sur la répartition des sédiments qui fait l'objet de nos préoccupations essentielles.

Il en va tout autrement des *courants de marée,* particulièrement rapides dans la plus grande partie de notre domaine, et dont l'influence sur la sédimentation est absolument déterminante. Nous en avons pris conscience dès le début de nos recherches, au point qu'une part non négligeable de nos activités en mer a consisté en des mesures de courants, à différents moments de la marée, en surface aussi bien qu'en profondeur.

Cependant toutes ces notions hydrologiques constituant pour nous des *facteurs essentiellement explicatifs,* il nous semblerait prématuré de les exposer en détail dès maintenant. C'est pourquoi nous avons choisi de le faire plus loin (voir chapitre X). Il nous paraît préférable de décrire d'abord les fonds sous-marins sur lesquels agissent les forces marines, mais cela même ne sera possible que dans la mesure où l'on aura, au préalable, fait le point sur l'état actuel de la connaissance des terres voisines.

II. — LES TERRES VOISINES

A — *LES DONNEES GEOLOGIQUES*

Les cartes géologiques dont nous disposons sont déjà anciennes : les feuilles au 1/80.000 de Brest et de Quimper, duees à *Barrois,* ont été éditées au début du siècle. La feuille au 1/320.000 de Brest-Lorient, dont s'inspire directement notre figure 7, est plus récente. Elle est due à *Pruvost* et donne l'état des connaissances géologiques sur la région à la veille de la dernière guerre (1). Depuis, bien des travaux ont été poursuivis et des retouches apportées (éditions de deux nouvelles feuilles au 1/80.000 dans notre voisinage immédiat : Morlaix et Plouguerneau-Ouessant), mais le schéma d'ensemble reste le même :

Le bâti géologique s'ordonne en trois grandes masses ; au Nord et au Sud, des blocs de roches cristallines et métamorphiques encadrent une région centrale, vaste synclinorium de roches sédimentaires toutes d'âge primaire.

Au Nord, le Pays du Léon est constitué d'un dôme allongé de roches granitiques et cristallophylliennes de direction générale O S O - E N E (c'est la direction dite « du Léon ») dont la disposition de détail est bien décrite par *Chauris,* auteur de la récente feuille de Plouguerneau-Ouessant (*Chauris,* 1965 a, b, c, 1967 b ; *Bordet* et *Chauris,* 1965).

Un certain nombre de batholithes de granite (granites de Saint-Renan, de Kersaint, de l'Aber Ildut, de Ploudalmezeau, de Kernilis), dont la mise en place s'échelonne entre 350 et 300 millions d'années avant notre ère (*Deutsch* et *Chauris,* 1965), c'est-à-dire qui datent des différentes phases des mouvements hercyniens, et non seulement, comme on l'a longtemps supposé, de la seule phase « sudéte », montent à travers un ensemble de schistes cristallins constitués aux dépens de formations « briovériennes ».

Dans le Sud du Léon, de Ploumoguer à Brest, ces schistes cristallins forment un « ensemble concordant », de moins en moins métamorphiques quand on s'éloigne du granite de Saint-Renan et de Kersaint : d'abord les « gneiss granulitiques » de Ploumoguer, puis les micaschistes du Conquet, enfin les « gneiss de Brest »

(1) Une nouvelle édition de cette feuille au 1/320.000 est annoncée pour la fin de de 1970.

dont *Chauris* et *Michot* (1965) confirment la nature gneissique, et qu'ils placent en concordance, au-dessus des micaschistes du Conquet, mais que la récente carte géologique de Morlaix (*Gautier,* 1965 a) interprète comme des « granites feuilletés ». Récemment, *Chauris* a mis en évidence une importante granitisation à la bordure méridionale des « gneiss de Brest », particulièrement bien visible dans la région du Minou (*Chauris, in litteris*).

Dans le Nord du Léon, un accident majeur, également de direction O S O - E N E, interrompt brutalement les massifs granitiques de Ploudalmezeau et de Kernilis et les schistes cristallins qui les séparent. C'est une *zone d'écrasement,* qu'on suit de Porspoder à Guissény, et dont *Chauris* fait le point de départ d'une granitisation décroissant vers le Sud : les trois massifs granitiques de l'Aber Ildut, de Ploudalmezeau et de Kernilis ne constitueraient pas de vrais batholithes, mais des « loupes enracinées uniquement sur leur bord septentrional » (1965 a, p. 4.353). Au-delà de la zone d'écrasement, vers le Nord, la côte est bordée par un autre domaine de granitisation : les migmatites de Plouguerneau.

A l'extrémité sud du Finistère, un autre dôme granitique et cristallophyllien, la *Cornouaille,* est comme une réplique du Léon, mais imparfaite : moins massive, plus effilée, elle s'allonge suivant une direction un peu différente (c'est la direction O N O - E S E, dite « *de Cornouaille* »). Déjà éclaircie par *Giot* (1947), l'ancienne carte de *Barrois* a été remarquablement clarifiée (1) par le travail d'ensemble de *Cogné* (1960).

La charnière de l'ensemble correspond à un anticlinal, l'*anticlinal de Cornouaille,* ainsi dénommé par *Barrois* dès 1885, et dont l'axe se suit de la Pointe du Raz jusqu'à Nantes. Il s'agit d'un granite à muscovite, orienté et même localement feuilleté, suivant la direction de Cornouaille. Ce même granite se retrouve de la Pointe du Van à Baud.

Entre ces deux bandes, un fossé d'effondrement court de la Baie des Trépassés à Quimper, lanière étroite de schistes cristallins alternant avec des lambeaux granitiques, le tout écrasé, et contenant pincés en écailles, des schistes houillers d'âge stéphanien. Sur les

(1) « Pour clarifier l'inextricable ensemble de bandes de micaschistes, gneiss, micaschistes granulitiques, micaschistes et gneiss granulitisés, granulites schisteuses, granites gneissiques, etc., des cartes actuelles, il était nécessaire avant toute chose d'essayer de revoir, à la lumière des acquisitions récentes de la pétrographie, l'ensemble de ces formations cristallophylliennes, et ceci en dehors de toute idée sur leur âge ou leur chronologie relative » (*Cogné,* 1960, p. 14).

deux bords du fossé, les roches écrasées cartographiées par *Barrois* comme « halleflints » sont interprétées par *Cogné* (1954) comme de simples mylonites.

Ces intrusions granitiques, tout comme celles du Léon, sont rapportées au cycle hercynien ; elle recoupent, en les métamorphisant, des roches plus anciennes, ensemble de schistes cristallins déjà métamorphisés au cours de plissements antérieurs à l'orogénie hercynienne, d'où leur « faciès polymétamorphique avec rétromorphose et recristallisation » (*Cogné,* 1960, carte H.T.).

Au Sud de l'anticlinal de Cornouaille, ces schistes métamorphiques s'étalent largement, dans le synclinorium de la Baie d'Audierne (cette dernière est à l'extérieur de notre domaine d'étude). Au Nord ils forment au contraire une bande étroite (1 km de largeur moyenne) en arrière de la côte du Cap Sizun, interrompus qu'ils sont par un massif de granodiorite dans lequel est sculptée toute la côte elle-même, de la Pointe du Van à Douarnenez.

La partie centrale constitue, entre les deux môles du Léon et de la Cornouaille, un vaste synclinorium de roches anciennes plissées et faillées au cours des divers mouvements hercyniens.

La plus ancienne, l'énigmatique « *Briovérien* » (1) du Porzay, vraisemblablement précambrien, représente une épaisse couche de schistes et phyllades qui se métamorphisent au Sud, à leur contact avec le massif granitique de Locronan. Au Nord, ils sont recouverts en discordance par un poudingue à ciment rouge, le « *poudingue pourpré* », rattaché au Cambrien.

En continuant vers le Nord, et en remontant l'échelle stratigraphique, la Presqu'île de Crozon et celle de Plougastel sont ciselées dans deux séries silurienne et dévonienne, débutant chacune par une roche particulièrement résistante : *les grés armoricains* du Silurien inférieur qui forment la plupart des pointes de la presqu'île de Crozon, ainsi que la crête du Menez Hom, et le Dévonien inférieur : *dalles et quartzites gédinniens* qui forment presque tous les saillants des côtes de la Rade de Brest. Les autres étages de ces deux séries sont constitués en majeure partie de schistes beaucoup moins résistants. Au fond de la Rade de Brest, la vallée de l'Elorn est creusée dans une bande de schistes, tout comme la dépression du Porzay au fond de la Baie de Douarnenez. C'est peut-être à cause

(1) On trouvera une bibliographie complète sur cette question du Briovérien dans *Guilcher,* 1948, p. 18. Il faut y ajouter les travaux de *Cogné* (1962 b), et de *Bradshaw, Renouf* et *Taylor* (1967).

de cette symétrie apparente que les « quartzophyllades de l'Elorn », ou « de Morlaix », avaient été rattachées par *Barrois* au Briovérien. Par la suite *Milon* (1928) les rajeunit singulièrement, considérant cette formation comme dévono-carbonifère. La carte au 1/320.000 de *Pruvost* se ralliait à cette interprétation, en rapprochant les quartzophyllades de l'Elorn du carbonifère du Bassin de Châteaulin. La dernière édition de la feuille de Morlaix au 1/80.000, appuyée sur de nouvelles identifications de fossiles, les fait remonter au Coblencien (Dévonien inférieur). Mais *Bradshaw, Renouf* et *Taylor* (1967) viennent de remettre en vogue la datation primitive : les schistes de l'Elorn sont briovériens... Cette thèse de *Renouf* est admise aujourd'hui par tous les géologues bretons, ainsi *Chauris* (1967 b, p. 56) et *Babin, Didier, Moign* et *Plusquellec* (1969, p. 58).

C'est dans la presqu'île de Crozon que la carte géologique est le plus complexe. Elle présente véritablement l'aspect d'un puzzle. Pourtant ce puzzle a été débrouillé très tôt, essentiellement grâce aux deux thèses de *Kerforne* (1901) et de *Colin* (1912). Les travaux plus récents ne remettent pas en cause l'image d'ensemble (*Lucas,* 1940, *Philippot,* 1963, *Bradshaw,* 1963, *Goultequer,* 1964, *Guillaume,* 1965, ces trois derniers, inédits, cités par *Babin* et *Plusquellec,* 1965). Tout au plus la carte de *Bradshaw* apporte-t-elle de légères modifications de détail, notamment sur le tracé de la « Faille Kerforne » (fig. 6), qui passerait selon lui au Nord et non au Sud de l'anticlinal de Mort-Anglaise.

Cette *faille Kerforne* (1) est en réalité un *décrochement latéral,* dextre, avec une translation de 2 à 3 kilomètres, qui cisaille non seulement la presqu'île, mais qui se poursuit vers le Sud (*Giot,* 1946, b) à travers la Cornouaille, jalonnée par un filon de dolérite, et qui recoupe aussi l'extrémité du Léon, de l'Anse de Bertheaume à la Pointe de Brentec'h en Ploumoguer ; c'est là en effet que *Giot* (1955) a retrouvé, sur les falaises, deux filons de dolérite en tous points semblable à celle du filon de Tréboul-Quimper. *Giot* souligne avec raison que la Faille Kerforne n'est pas une faille unique, mais un véritable faisceau de failles, ce qui explique bien, à notre avis, les divergences entre les tracés de *Kerforne* et de *Bradshaw* au Sud et au Nord de Mort-Anglaise.

D'autres décrochements horizontaux parallèles à la Faille Kerforne, mais de moindre amplitude, accidentent la Rade de Brest,

(1) Bibliographie détaillée dans *Guilcher,* 1948, p. 175-176.

ainsi le « décrochement Colin » (*Colin,* 1921) et celui de Landévennec.

Tous ces décrochements sont d'âge hercynien, et ne semblent pas avoir rejoué, du moins dans le sens horizontal, au cours de l'ère tertiaire. La Faille Kerforne explique maint trait de la morphologie littorale et sous-marine, nous aurons à en reparler plus loin.

Les *autres failles* primaires, à rejet vertical, sont aussi un trait fondamental de la structure. Elles s'orientent suivant la direction du Léon et celle de la Cornouaille. Nous avons cité les principales : la zone d'écrasement Porspoder-Guissény, et le contact mylonitisé des Gneiss de Brest avec les quartzophyllades de l'Elorn. Ces dernières entrent en contact avec les dalles et quartzites gédinniens, sur le versant sud de l'embouchure de l'Elorn par une troisième faille, qui se prolonge vraisemblablement dans le Goulet de Brest et même au-delà vers le large, et qu'on a appelée « Faille du Goulet ».

De même les anciennes failles primaires qui bordent le fossé de la Baie des Trépassés à Quimper, décelables aujourd'hui grâce aux mylonites qui les jalonnent, ne sont pas les seules fractures de la Cornouaille du Sud : les deux côtes du Cap Sizun, et en particulier la côte nord, dériveraient de failles, ayant rejoué, tout comme la faille du Goulet, au cours de l'ère tertiaire (*Guilcher,* 1948). Mais ces failles, imperceptibles par les méthodes traditionnelles de la géologie, sont une déduction des recherches des morphologues.

B — *LA MORPHOLOGIE DES TERRES EMERGEES*

Elle est étroitement dépendante des données géologiques, tout en permettant de les compléter sur certains points. Il serait hors de propos de décrire ici en détail le relief du Finistère. On se contentera de retenir, du relief des terres émergées, les éléments qui permettent d'éclairer la morphologie sous-marine.

La conception traditionnelle du relief breton, type simple de *relief* « *appalachien* », doit être assortie de bien des nuances, depuis que les travaux de *Milon, Musset, Gautier, Guilcher* et bien d'autres ont permis de mettre en évidence toutes sortes de complications de détail. Sans doute, l'essentiel du relief est-il constitué de plateaux, restes d'une grande surface d'érosion d'âge éocène, et la plupart des dépressions sont-elles creusées dans des bandes de roches ten-

dres en contrebas de cette surface. Mais toutes sortes d'anomalies, bassins dans des roches dures, éléments de plateaux perchés au-dessus de la surface principale, et qu'on ne peut pas tous considérer comme des restes de surfaces plus anciennes, nombreuses bizarreries de tracé du réseau hydrographique, ne peuvent s'expliquer qu'en faisant intervenir des *cassures ayant joué au cours de l'ère tertiaire, ou simplement rejoué* sur le tracé d'accidents hercyniens et plus anciens. L'immobilité absolue de la Bretagne durant les plissements alpins, conjecturée naguère à cause de son éloignement de la chaîne alpine, n'est plus aujourd'hui une hypothèse soutenable.

Cette remarque essentielle étant faite, quels sont rapidement esquissés, les grands traits du relief finistérien ? Les grands ensembles géologiques qu'on vient de décrire correspondent à des ensembles morphologiques également bien caractérisés.

Dans le Léon, où les différences lithologiques sont peu accusées, toutes les roches ayant été digérées par une granitisation générale, la pénéplaine éocène est bien conservée. Le seul trait particulier est un *basculement d'ensemble du Sud vers le Nord* qui serait responsable de la dissymétrie du réseau hydrographique, expliquant à la fois le décalage de la ligne de partage des eaux vers le Sud, et la présence, sur la côte nord, de profonds abers. Le point culminant du Léon occidental, les hauteurs de Lamber et de Kerloas, à 145 m (à l'Ouest de Saint-Renan) est ainsi reporté vers le Sud, et on peut y voir un bombement tectonique tertiaire (*Guilcher. Ters* et *Bonnet,* 1961, p. 40).

En Cornouaille du Sud, le relief est déjà plus différencié ; la Baie d'Audierne, le fossé carbonifère de la Baie des Trépassés à Quimper ont été facilement évidés dans des schistes tendres, en contrebas des lambeaux de la surface éocène conservée seulement sur le granite et les schistes métamorphiques du *Cap Sizun.* Ce dernier semble aussi avoir été *basculé,* mais à la différence du Léon, en sens inverse, c'est-à-dire du *Nord vers le Sud* : d'où le report de la ligne de partage des eaux vers le Nord, le Goayen et le loc'h de Primelin drainant vers le Sud presque toutes les eaux du Cap, et ne laissant aux petits ruisseaux côtiers tributaires de la Baie de Douarnenez que des bassins minuscules ; ce basculement avait été signalé par *Musset* dès 1928 et il est admis par *Guilcher* (1948, p. 131). C'est donc dans la partie nord que nous trouvons les points les plus élevés, le long de la côte nord du Cap Sizun, et dans son prolongement à l'intérieur des terres, sur la Montagne de Locronan (289 m) que Guilcher interprète comme un horst tertiaire.

Comme on doit s'y attendre, c'est dans *la partie centrale,* du Porzay à l'Elorn, où la lithologie est très différenciée, qu'on va trouver les reliefs les plus contrastés. Le paysage est dominé par des crêtes de roches dures, types accomplis de « *crêtes appalachiennes* » (bien qu'en certains points les hauteurs puissent correspondre à des horts post-éocènes, ou à des monadnocks conservés au-dessus de la surface éocène...). Toutes ces crêtes sont localisées dans les deux roches dures mentionnées ci-dessus : les grès armoricains et les quartzites gédinniens. C'est dans les grès armoricains que se trouve le point culminant de toute la région, le Menez Hom (330 m) où *Guilcher* voit des restes de deux surfaces pré-éocènes, relevées tectoniquement à une altitude plus forte que la Montagne de Locronan.

Entre ces crêtes, les bandes de schistes sont excavées plus ou moins profondément. La plupart des dépressions dans les schistes sont sans doute dues à l'érosion différentielle, suivant le schéma appalachien, mais de même que certaines hauteurs ne s'expliquent pas sans faire appel à des mouvements postéocènes, de même on pressent que certaines dépressions sont des fossés tectoniques tertiaires : c'est le cas de la basse vallée de l'Elorn, ainsi que du Goulet de Brest qui la prolonge (bien que le Goulet proprement dit soit extérieur à notre domaine d'études, nous aurons à y faire allusion) ; c'est le cas aussi, vraisemblablement, du Porzay, où Guilcher voit la surface éocène légèrement basculée vers la mer.

Tous ces mouvements qu'on décèle, ou qu'on devine, ne sont pas sans conséquences sur la disposition du réseau hydrographique ; nous en avons déjà vu deux exemples en Léon et au Cap Sizun. Nous reviendrons sur cette question, et nous décrirons le réseau hydrographique tributaire de notre domaine marin, dans le cadre plus général d'une étude du réseau hydrographique conservé sous la mer.

C — *LES COTES*

En bordure de notre domaine marin, de Porspoder à la Pointe de Coumodoc, on ne dénombre pas moins de 150 kilomètres de côtes, sans compter celles des îles. Nous n'avons pas fait une étude systématique de ces côtes, ce n'était pas notre propos. Cependant nous avons eu l'occasion de les parcourir à plusieurs reprises, et d'y faire maintes observations. Celles-ci, s'ajoutant à plusieurs études

de détail, publiées ou inédites, dont nous avons pu prendre connaissance, nous donnent une vue assez précise de la morphologie littorale.

Les côtes occidentales du Finistère sont certainement les plus découpées de toutes les côtes françaises. Les grandes lignes du littoral de ce « bout du monde » sont commandées par la structure, mais le détail des formes est sous la dépendance des conditions de l'action marine, action très variable suivant l'exposition des divers secteurs côtiers.

Le dessin général de la côte est étroitement lié à la structure. Les lignes directrices du relief étant ici perpendiculaires à la direction générale de la côte, le littoral est de type « atlantique » (alors que les côtes nord et sud de la Bretagne sont plutôt de type « pacifique »). Les saillants du littoral correspondent à des barres de roches résistantes, et les rentrants sont excavés dans les roches les plus tendres. C'est ainsi que les batholithes ou les masses granitisées du Léon et du Cap Sizun donnent des côtes élevées, à falaises, s'avançant vers le large, tandis que les schistes tendres sont en retrait, principalement en Baie de Douarnenez et en rade de Brest, mais aussi dans les multiples criques qui ourlent la Presqu'île de Crozon. Même des complications de détail du dessin des côtes sont en rapport direct avec la structure : c'est ainsi que les couloirs qui hachent la côte au Sud de la Pointe Saint-Mathieu et de la Pointe du Raz, tout comme les grottes de Morgat ou du Ris sont à mettre en rapport avec les plans de schistosité ou des diaclases. A plus forte raison les accidents plus importants ont été mis à profit par l'érosion littorale, conjuguée à celle des cours d'eau, c'est particulièrement le cas de la Faille Kerfone (fig. 2).

Partout où le décrochement Kerforne recoupe le littoral, il existe un profond rentrant : l'Anse des Blancs Sablons, l'Anse de Bertheaume, l'Anse de Camaret, l'Anse de Morgat, le port de Douarnenez, la Baie de la Forest enfin sont alignés le long de cet important accident ; tous ces rentrants paraissent dus, en partie au moins, à l'existence du décrochement, nous verrons par quel mécanisme.

Mais la structure n'explique pas tout. Bien des points resteraient sans explication, bien des contrastes paraîtraient absurdes si l'on ne faisait appel aux conditions de l'érosion littorale, conditions qui varient beaucoup avec *l'exposition des divers secteurs côtiers à l'attaque des vagues.*

On sait qu'une côte est d'autant plus efficacement attaquée par

les vagues que celles-ci sont hautes, et bien entendu fréquentes. Il faut donc observer, pour une côte donnée, le régime des vents, mais aussi le « fetch », c'est-à-dire la « course » du vent, la distance sur laquelle il aura pu souffler avant de heurter la côte. En effet, plus le fetch est important, plus la houle est forte, et par conséquent plus sont hautes les vagues qui se brisent à la côte.

On est donc amené à considérer (*Guilcher,* 1954 a) deux directions : celle du vent dominant, et celle du fetch maximum ; la résultante de ces deux directions est celle de l'attaque la plus efficace. On peut appliquer à tout notre secteur côtier les obser-

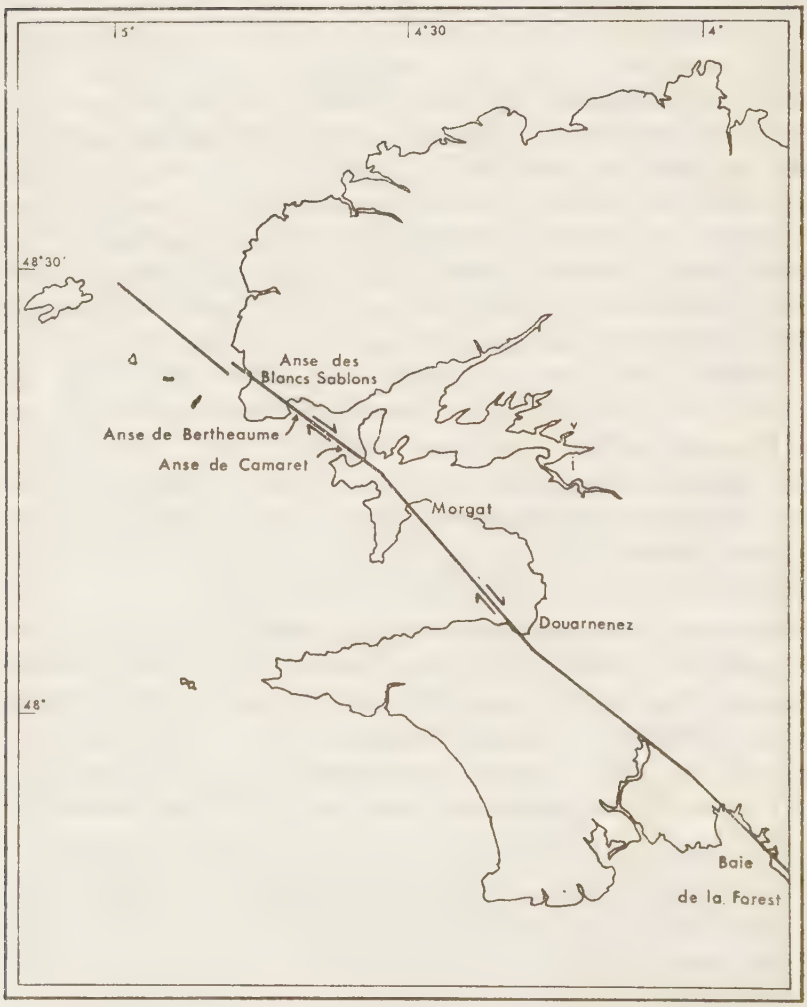


Figure 2. Influence du décrochement Kerforne sur le tracé des côtes

vations anémométriques faites à la Pointe Saint-Mathieu et rapportées par *Guilcher* et *Lacroix* (1962) ; la construction du diagramme des vents de plus de 4 Beaufort (diagramme établi en multipliant les fréquences par les vitesses) donne une résultante de provenance W 25° S, c'est-à-dire très voisine de la direction W.S.W. C'est pratiquement la même direction que le fetch maximum (direction des Grandes Antilles ; en fait, même si ce n'est pas tout-à-fait le fetch maximum, il n'y a pas lieu d'en déterminer un plus grand : au-delà de quelques milliers de kilomètres, le fetch peut être considéré comme infini, la houle ne s'accroissant plus quand le fetch continue à s'accroître).

Il faut donc retenir que les secteurs de côtes les plus attaqués sont ceux qui sont exposés à l'W.S.W., ou encore, pour prendre une moyenne, que les houles les plus fortes et les plus fréquentes viennent de tout le secteur compris entre l'Ouest et le Sud-Ouest. C'est un point qu'il ne faut pas perdre de vue dans la description qui suit.

Les côtes du Léon ont fait l'objet d'études détaillées. Celles du Nord (*Battistini* 1954 et 1955, *Perpillou* 1954, *Guilcher* et *Adrian*, 1959, *Guilcher, Adrian* et *Blanquart* 1959) ne nous intéressent qu'à titre de comparaison. Le secteur qui borde notre domaine, de Porspoder à l'entrée du Goulet de Brest, a été étudié en partie par *Battistini* (1955), *Berthois* (1951), *Guilcher* et *Berthois* (1957), mais c'est un travail de *Guilcher* et *Lacroix* (1962) qui nous donne la meilleure vue d'ensemble.

Cette côte sud-ouest du Léon est plus élevée que la côte septentrionale, par suite du basculement dont il a été fait état plus haut. Elle est aussi très avancée au large ; la Pointe de Corsen est le point le plus occidental de toute la Bretagne continentale ; elle dépasse un peu les pointes de Kermorvan et de Saint-Mathieu, elles-mêmes plus occidentales que la Pointe du Raz. Cette côte se divise en deux sections à peu près d'égale longueur : une section Nord-Sud (19 km) de Porspoder à la Pointe Saint-Mathieu, une section Ouest-Est (17 km) de Saint-Mathieu à Sainte-Anne du Porzic.

La première section est peu découpée pour deux raisons qui tiennent à ce que nous avons dit précédemment. D'abord la structure du Léon est massive ; les roches, toutes granitisées, ne présentent que de faibles contrastes de résistance ; la Pointe de Corsen n'est pas très effilée, l'anse la plus importante, celle des Blancs Sablons, est peu incurvée (plus de deux kilomètres de corde, et

moins d'un kilomètre de flèche). Il faut ajouter aussi que, contrairement à ce que pourrait laisser croire une observation superficielle, cette section de côte, bien qu'exposée à l'Ouest, est en fait remarquablement abritée ; c'est même la section la plus abritée de tout notre secteur côtier, mises à part les anses de Camaret et de Morgat. En effet le plateau de Molène constitue, sur le chemin des houles d'Ouest et de Sud-Ouest, un barrage très efficace, dont nous aurons l'occasion d'étudier la topographie dans le détail.

Cette position à l'abri, et la lithologie, expliquent l'aspect massif de la côte qui, bien qu'élevée, ne comporte pas en général de hautes falaises marines véritables. Les profils sont convexes et continentaux ; la vraie falaise n'existe que sur quelques mètres de hauteur, au bas de la pente. Seul le secteur compris entre Corsen et Portevigné comporte quelques hautes falaises vraies (*Battistini,* 1955, p. 68).

Cependant le barrage du plateau de Molène n'est pas aussi efficace d'un bout à l'autre de notre secteur. Ainsi l'extrémité nord, à partir de Lampaul-Plouarzel, est-elle moins abritée et particulièrement exposée aux houles du large qui attaquent la côte en provenance du Nord-Ouest, cette direction pouvant être originelle (par vent de Nord-Ouest) ou plus fréquemment réalisée par réfraction après freinage sur la « banquette côtière » large ici de plusieurs kilomètres (1). Les granites qui ont pris ici le relais des micaschistes du Conquet, granite de Plouarzel et surtout granite porphyroïde de l'Aber Ildut, donnent à la côte un aspect particulier, qu'elle va conserver dans tout le Léon septentrional : décomposés en boules, ils encombrent l'estran sous forme d'îles, d'îlots et d'innombrables écueils.

A l'autre extrémité, la section de la Pointe Saint-Mathieu au Conquet n'est pas non plus très bien protégée. Le port du Conquet n'offre qu'un mauvais mouillage par vent de Sud-Ouest. Aussi, sur cette section, la côte est-elle plus lacérée qu'au Nord, présentant des couloirs de 50 à 60 mètres de profondeur, orientés suivant les plans de schistosité, qui correspondent justement ici à la direction du vent dominant d'Ouest-Sud-Ouest. Ces entailles vont devenir beau-

(1) Une étude détaillée de la morphologie littorale nécessiterait l'établissement d'un « plan de vagues » faisant apparaître avec précision les effets de la réfraction sur le fond, et permettant de déterminer les points de la côte les plus attaqués par suite de la convergence des orthogonales de houle sur les seuils. C'est dans ce secteur, et aussi devant le Conquet, qu'un tel plan de vagues serait le plus utile.

coup plus importantes une fois contournée la Pointe Saint-Mathieu, le long de la côte méridionale.

Cette deuxième section, de la Pointe Saint-Mathieu au Goulet de Brest, est en effet beaucoup plus exposée à la houle du large. Plus précisément elle comporte deux secteurs très exposés alternant avec deux secteurs relativement abrités. Les deux premiers s'étendent de Saint-Mathieu à Creac'h Meur et de Tregana au Petit Minou. Ils présentent une « morphologie de lacération ». La mer s'insinue dans des couloirs étroits, atteignant couramment 100 à 120 mètres de long, toujours orientés suivant la direction de la schistosité qui est en même temps celle des vents dominants.

Le premier de ces secteurs surtout est particulièrement sauvage. Peu de routes, aucun village côtier, les champs même ne vont pas jusqu'au bord de la mer, car on a dû ménager une marge de sécurité d'une centaine de mètres.

Ces encoches de lacération disparaissent dans les deux secteurs un peu moins exposés : le Goulet d'une part, car la côte, qui s'oriente ici parallèlement aux vents dominants, est moins battue, et le fond de l'Anse de Bertheaume, où s'est justement installé un petit centre de villégiature, sur la jolie plage du Trez-Hir.

Cette Anse de Bertheaume est un trait majeur du dessin des côtes sud-ouest du Léon. Deux fois plus grande que celle des Blancs Sablons (4 km $\times$ 2,2 km) elle est à peu près de la taille de l'Anse de Camaret, quoique beaucoup moins bien protégée que cette dernière. Ces deux anses, qui se font face, dessinent assez bien une sorte d'avant-rade, ou encore un « vestibule du Goulet de Brest ». La carte géologique (fig. 7) suggère une explication de l'Anse de Bertheaume, ou du moins de sa dissymétrie : elle est plus développée dans sa partie ouest, exactement sur le tracé du décrochement Kerforne. Il n'est pas douteux que la mer, et peut-être aussi avant elle l'érosion des eaux courantes, n'aient mis à profit la zone de moindre résistance qui jalonne la faille Kerforne pour approfondir l'anse dans cette direction. La mince bande de granite qui sépare les gneiss de Brest des micaschistes du Conquet, et qui aurait pu constituer un obstacle à l'avancée de la mer au fond de l'anse, est en effet ici complètement disjointe par le décrochement.

Les côtes de la presqu'île de Crozon n'ont pas encore fait, à notre connaissance, l'objet d'une étude géographique de détail. Cependant certains travaux de géologues (*Collin,* 1940, *Babin* et *Plusquellec,* 1965) rendent compte des aspects essentiels du littoral.

De la Pointe des Capucins au Cap de la Chèvre, on parcourt une des côtes les plus déchiquetées de la Bretagne. Deux anses importantes, celle de Camaret et de Dinan, sont séparées par des secteurs où dominent de hautes falaises.

Des Capucins à la Pointe de Trémet, la côte de la presqu'île de Roscanvel est une succession de falaises sauvages et inaccessibles. Elle reçoit en effet de plein fouet toutes les houles du secteur Ouest. Les diverses assises du Dévonien moyen s'y succèdent, composées de schistes peu résistants, hachés de failles, et facilement débités en plaquettes et en aiguilles que nous retrouverons sur les fonds proches. Elles sont encadrées aux deux extrémités par les dalles et quartzites gédinniens, plus résistants, qui forment justement les Pointes des Capucins et de Trémet.

Entre la Pointe de Trémet et celle du Grand Gouin, se dessine la belle Anse de Camaret, très bien protégée, de par son orientation, des houles d'Ouest et surtout de Sud-Ouest. D'où la fortune du petit port de Camaret, qui offre un abri sûr en tous temps.

Ici encore, bien que ce soit moins évident que dans l'Anse de Bertheaume, on peut se demander si le creusement de l'Anse de Camaret n'est pas en relation avec le tracé du décrochement Kerforne. Certes, quand on examine les falaises au voisinage de la Mort-Anglaise, anticlinal encadré de failles, on est convaincu, d'abord qu'il s'agit bien d'un *réseau* de fractures et non d'une faille unique, ensuite que cette zone très fragmentée n'a pas dû opposer beaucoup de résistance à l'érosion.

Cependant, au cœur même de cet anticlinal de Mort-Anglaise, apparaît le grès armoricain, dont nous avons signalé la remarquable dureté : il correspond à un petit saillant du littoral ; nous le retrouvons à l'autre extrémité de l'Anse de Camaret, la Pointe du Grand Gouin, et c'est ce même grès armoricain qui jusqu'au Cap de la Chèvre, en passant par la Pointe du Toulinguet et celle de Pen Hir, va constituer toutes les pointes de quelque ampleur : sans le grès armoricain, il n'y aurait plus de presqu'île de Crozon ; c'est véritablement l'armature de la presqu'île.

Entre ces pointes, des anses de toutes dimensions correspondent aux schistes tendres siluriens qui surmontent le grès armoricain, par exemple l'Anse de Veryac'h, mais les plus profondes sont creusées aux dépens de schistes briovériens. Ce Briovérien, qui apparaît sur notre côte pour la première fois en arrière de la Pointe de Toulinguet, sous forme d'une lanière étroite, bien visible au fond

des deux anses de Pors-Naye et de Pen-Hat, s'étale ensuite plus largement au fond de l'Anse de Dinan, elle-même simple ébauche, à l'échelle réduite, de la Baie de Douarnenez.

L'Anse de Dinan, sillon appalachien creusé dans le Briovérien entre deux murs de grès armoricain (le mur nord est cependant disjoint par un petit décrochement, qui fait partie du faisceau Kerforne) a été occupée sans peine par la mer, d'autant que ce sillon est tourné en plein dans la direction la plus exposée à l'attaque marine, vers l'Ouest-Sud-Ouest. Une longue plage de sable s'étend au pied d'un cordon de galets isolant une palue déserte : cette anse, aussi mal exposée que celle de Camaret l'est bien, n'a évidemment rien d'un site portuaire.

De la Pointe de Dinan, qui limite au Sud l'anse du même nom, jusqu'au Cap de la Chèvre, le tracé de la côte est presque rectiligne ; bien que très exposées aux attaques marines, les roches, d'égale résistance, sont peu découpées ; quelques saillants mineurs correspondent à des intrusions filoniennes. Un rentrant très peu marqué existe au débouché de la petite vallée de la rivière de Lost Marc'h dont nous aurons à reparler. Ce n'est qu'au voisinage de la Chèvre qu'on retrouve le grès armoricain, très épais ici (la bande a plus d'un kilomètre de large), d'où l'allure massive de ce cap qui s'oppose à l'aspect effilé des pointes de Pen Hir ou du Toulinguet. Cependant le Cap de la Chèvre n'est pas constitué tout entier de grès armoricain : à son extrémité orientale, en face de la Basse Plate, affleure le « poudingue pourpré » cambrien.

La bordure de notre domaine au Sud du Cap de la Chèvre, et jusqu'à la Pointe du Raz, c'est-à-dire *les côtes de la Baie de Douarnenez,* ont été étudiées dans le détail dans l'ouvrage de *Guilcher* (1948, p. 217-257). Nous n'en retiendrons que l'essentiel.

L'ensemble de la Baie est découpé, nous le savons déjà, dans l'épaisse série des schistes briovériens ; ceux-ci affleurent constamment de la Pointe de Pen ar Vir à l'Anse de Trezmalaouen. Cette vaste plage, et les trois qui lui succèdent vers le Nord, plage de Sainte-Anne, Lieue de Grève, plage du Caon, sont séparées les unes des autres par des secteurs de falaises de 20 à 40 mètres de hauteur (Pointes de Trefuntec, de Talagrip, de Kéric et du Bellec). Cette dernière, comme la Pointe de Pen ar Vir, correspond sur la carte géologique au 1/80.000 à des zones filonniennes. Il est probable que les trois autres sont dans le même cas, bien que la carte ne l'indique pas.

Au Nord de la Pointe de Pen ar Vir, les hautes falaises de la Pointe de Tréboulle, qui atteignent une centaine de mètres, marquent le contact avec la mer de la bande de grès armoricain du Menez Hom. Cette même bande se poursuit jusqu'au Cap de la Chèvre. Mais alors que cette barre, épaisse, nous l'avons vu, de plus d'un kilomètre, aurait pu former un mur continu fermant la baie de Douarnenez vers le Nord, la faille Kerforne, encore, en brisant la continuité de ce mur (le rejet horizontal, qui atteint ici trois kilomètres, est en effet bien supérieur à l'épaisseur de la barre de grès), est responsable de la formation de l'Anse de Morgat. Dans ce cas encore le travail de la mer avait été préparé, très certainement, par celui des cours d'eau. Bien protégée des tempêtes d'Ouest par le Cap de la Chèvre, Morgat, tout comme Trez Hir, est devenue une station balnéaire, mais aussi, mieux fermée que l'Anse de Bertheaume, un petit port.

De Morgat au Cap de la Chèvre, la côte, taillée d'un bout à l'autre dans le grès armoricain, est une falaise élevée, un promontoire duquel, au soleil de l'après-midi, on jouit d'une des plus belles vues sur toute la Baie, avec en arrière-plan les coupoles bleutées du Menez Hom et la ligne sombre du Menez Lokorn. Au voisinage de Morgat, au pied du petit phare qui couronne la falaise, existent de profondes grottes dont certaines, en s'effondrant partiellement, aboutissent sur le plateau à des gouffres *(Schulke* 1968 a). Ces grottes et ces gouffres, dus à l'érosion marine, sont alignés suivant un réseau de diaclases, de fractures de rejet faible ou nul qui affectent les grès armoricains, sans doute à cause de la proximité de la faille Kerforne.

La faille Kerforne n'est pas non plus sans rapport avec une autre anse, un peu moins marquée que celle de Morgat, mais d'un intérêt humain plus considérable, le rentrant où est installé le port de Douarnenez. Ici encore il ne faut pas chercher à retrouver le tracé exact *d'une seule* faille Kerforne. En effet le filon de dolérite de Tréboul à la Baie de la Forest ne semble plus, si l'on en croit la carte géologique au 1/80.000, être accompagné d'aucun rejet horizontal. Et pourtant, à notre avis, le décrochement existe toujours ; c'est la seule façon d'expliquer le rentrant de Douarnenez. Bien à l'abri dans ce rentrant facilement excavé dans le Briovérien qui doit venir buter contre le granite quelque part sous la mer à la hauteur de l'île Tristan, Douarnenez est protégée des vents d'Ouest par la Pointe de Leidé et par toute la côte nord du Cap Sizun.

Ce dernier secteur a fait récemment l'objet d'une étude inédite *(Le Berre,* 1966). Cette côte du Cap Sizun, taillée dans un massif de grano-diorite, est, tout comme la côte de Saint-Mathieu à l'Anse de Bertheaume, particulièrement sauvage. Elle est pourtant un peu moins mal exposée, mais constituée elle aussi de falaises élevées (60 mètres et plus), rigides, à peine interrompues par quelques vallons qui débouchent sur la mer en anses minuscules. *Guilcher* voit dans cette rigidité un trait structural dont nous avons déjà parlé : la côte dériverait d'une faille tertiaire, séparant le Briovérien effondré au Nord pour former la Baie de Douarnenez, d'avec le massif du Cap Sizun relevé ici en même temps qu'il se basculait vers le Sud.

Entre la Pointe du Van qui termine la bande de grano-diorite à l'Ouest, et la Pointe du Raz, dont les blocs de granite diaclasés en tous sens sont un des sites les plus photographiés du monde, l'étroite Baie des Trépassés correspond à la terminaison du fossé stéphanien qui court jusqu'à Quimper. Plage de sable battue par les gros rouleaux d'Ouest, cordon de galets, petit marais bloqué en arrière, l'ensemble rappelle l'Anse de Dinan, en plus sauvage encore.

Cette description du littoral serait incomplète si l'on n'évoquait les innombrables traces *d'anciens niveaux marins* qui le jalonnent : vallons suspendus, plages de galets plus ou moins cimentés, perchées à quelques mètres du niveau actuel, et recouvrant souvent une plate-forme d'abrasion ancienne, elles-mêmes surmontées de placages de limon ou de coulées de solifluxion qui forment par endroit la plus grande partie de la falaise. Nous reverrons ces anciens niveaux marins *positifs* dans un chapitre ultérieur, dans lequel nous nous efforcerons de déterminer aussi les niveaux *négatifs* dont le fond de la mer a pu conserver les traces.

Les limons éoliens, les coulées de « head » qui recouvrent une grande partie du littoral, et les plages anciennes qu'elles fossilisent prennent une importance primordiale dans la morphologie des îles, dernier élément du paysage émergé qu'il nous faut encore décrire avant de nous enfoncer sous la mer.

D — *LES ILES*

Deux archipels encadrent la mer d'Iroise : au Nord, une dizaine d'îlots émergent du « Plateau de Molène », ainsi appelé du nom du principal d'entre eux, en avant duquel se détache l'île d'Ouessant,

au-delà de la profonde découpure du Fromveur. Au Sud, l'île de Sein affleure à peine au sommet d'un long platier rocheux, la Chaussée de Sein, jalonnée jusqu'au phare d'Ar Men par des centaines d'écueils.

La même opposition déjà signalée entre le Léon, de forme massive, et le Cap Sizun, beaucoup plus effilé, se retrouve dans ces archipels qui les prolongent vers le large : le Plateau de Molène et l'île d'Ouessant ont la massivité de la péninsule léonarde, l'étroite et longue Chaussée de Sein se présente avec la même finesse d'allure que la Pointe du Raz.

Le matériel géologique est d'ailleurs identique à celui du continent (fig. 6).

Ainsi la Chaussée de Sein est formée des mêmes granites à muscovite, orientés et localement feuilletés, que ceux qui constituent la Pointe du Raz. L'îlot de Tévennec paraît appartenir à la bande de grano-diorite qui borde la côte nord du Cap Sizun jusqu'à la Pointe du Van.

Les différentes unités géologiques du Pays de Léon se retrouvent dans l'archipel de Molène : les gneiss de Ploumoguer, à Litiry-Morgol, Triélen et Quéménès ; le granite de Saint-Renan et les gneiss associés, à Molène ; le granite porphyroïde de l'Aber Ildut, à Balanec ; le granite à deux micas de Ploudalmézeau, à Bannec *(Chauris,* 1966 et 1969).

La géologie de l'île d'Ouessant a été récemment revue en détail par *Chauris* (1966) : deux bandes de granites, le granite de Porzguen, légèrement porphyroïde, au Sud, et un granite à deux micas, à grain grossier, au Nord, encadrent une zone centrale de micaschistes et de schistes séricitiques plus tendres. Plusieurs zones d'écrasement sont signalées, en particulier entre la bande centrale et celle du Nord, où le granite à deux micas est écrasé sur une largeur de plusieurs dizaines de mètres. L'ensemble, orienté suivant la direction E.N.E.-O.S.O., qui est aussi celle du grand cisaillement de Porspoder à Guissény, est encore recoupé par des cassures de directions multiples (fig. 3). Ces cassures obliques, qui affectent aussi le plateau de Molène, expliquent l'alignement de certaines îles, Balanec - Molène - Triélen par exemple.

L'existence même de l'île d'Ouessant, isolée à l'entrée de la Manche, est à mettre au compte de ces fractures transversales. Pour *Chauris,* Ouessant représente l'unité la plus septentrionale du massif du Léon et « comme un résumé des événements structuraux » qui ont affecté celui-ci (1966, p. 116).

La morphologie d'Ouessant a déjà été décrite notamment par *Collin* (1936 b. 1940) puis par *Guilcher* (1957 b), et des points particuliers ont fait l'objet de notes variées *(Robequain,* 1935, *Rougier,* 1945, *Meynier,* 1957 et 1963, *Guilcher,* 1957 c, *Corbel,* 1957). Les formes d'ensemble sont en rapport étroit avec la structure : la bande centrale de micaschistes et de schistes séricitiques correspond à un sillon appalachien excavé entre les deux bandes de granites plus durs. Elle se termine sur la mer par les deux baies de Lampaul au Sud-Ouest, et du Stiff au Nord-Est. Cependant la

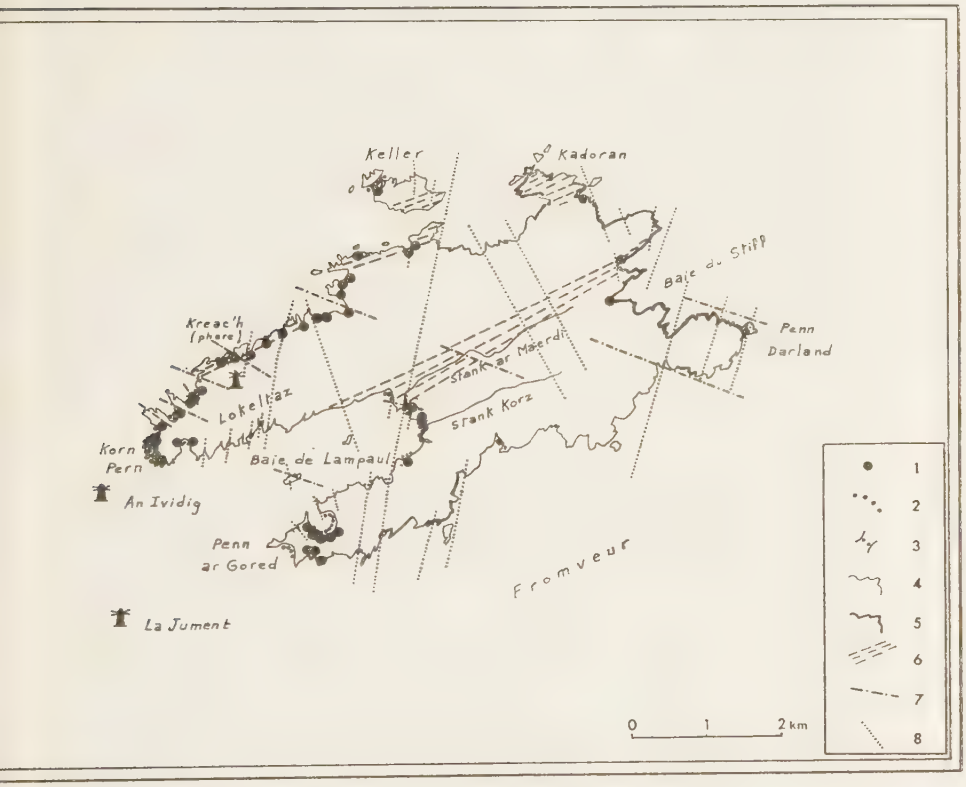


Figure 3. Structure et morphologie de l'île d'Ouessant (d'après Guilcher, Chauris et nos observations)

1. Plages bas-monastiriennes (normanniennes).
2. Principales grèves actuelles.
3. Tombolos (Keller Vihan et Ledenez de Penn Darland).
4. Côte de moins de 30 mètres de haut.
5. Côte de plus de 30 mètres.
6. Tectonique cisaillante OSO-ENE.
7. Cassures obliques (ONO-ESE ou NO-SE).
8. Cassures transversales tardives (entre N 20° O et N 20° E).

Baie de Lampaul est beaucoup plus étendue que celle du Stiff. Ouessant est en effet nivelée par un plateau qui s'abaisse de l'Est vers l'Ouest, d'où le contraste entre les côtes élevées de Kadoran, du Stiff et de Penn Darland, dont les falaises atteignent jusqu'à 60 mètres, et les côtes basses du Kreac'h, de Korn Pern et de Penn ar Gored. Au-delà de ces deux pointes occidentales, l'île s'enfonce doucement sous la mer, laissant encore affleurer au ras de l'eau deux champs de dangereux écueils qui s'étendent jusqu'à plus d'un mille au large, signalés par les phares d'An Yvidic et de la Jument et qui sont responsables de maints naufrages. Au contraire la côte orientale est à peu près accore, ce qui amène à penser que cette côte dérive d'une faille, et que l'île tout entière peut être interprétée comme un *bloc basculé* en pente douce vers l'Ouest. Cette pente, de 45 mètres en 7 kilomètres, n'est pas tout-à-fait parallèle à la direction structurale fondamentale. Ce basculement vers l'Ouest entraîne la dissymétrie du réseau hydrographique : la dépression centrale est presque entièrement drainée vers la Baie de Lampaul par les deux ruisseaux de Stank ar Maerdi et de Stank Korz, alors que la Baie du Stiff ne reçoit qu'un court ravin ; et les ruisseaux embryonnaires qui drainent les deux bandes de granites sont dirigés de préférence vers l'Ouest : ainsi ceux de la presqu'île de Lokeltaz tournent le dos à la Baie de Lampaul pour se diriger vers la côte du Kreac'h.

Comme toute la partie nord du Pays de Léon, la surface d'Ouessant est recouverte d'un manteau d'arène de décomposition, dont *Milon* rend responsable une « maladie tertiaire » des granites ; ces dépôts qu'on appelle le « gore » (*Bourcart,* 1948) sont déblayés dans les parties les plus basses de l'île par un lessivage marin quaternaire ne laissant subsister que des chaos rocheux qui correspondent aux boules de roche saine et qui sont comparables aux « tors » de Grande-Bretagne. *Guilcher* se demande (1957 b, p. 291) pourquoi ce lessivage se limite aux parties basses ; les chaos de roches n'existent en effet que dans l'Ouest ; au-dessus d'une trentaine de mètres, ils ne sont pas dégagés de l'arène. Le problème est analogue dans le Léon, où seule la côte basse septentrionale présente de tels chaos de boules dégagées, alors que dans le Trégor voisin, des rochers granitiques d'exhumation typiques existent jusqu'à une soixantaine de mètres d'altitude.

Les amas de boules, les gros blocs de granite rose diaclasés en tous sens donnent à la côte de Kreac'h et à la Pointe de Pern un aspect particulièrement sauvage, surtout lorsque s'y ruent les grosses

houles d'Ouest. C'est dans ce secteur (fig. 3) qu'on trouve deux cordons de galets qui sont, avec celui de la Baie d'Audierne, et peut-être aussi celui qui s'étend au Nord-Ouest de l'île de Batz, les plus beaux de toutes les côtes bretonnes, tant par leur hauteur que par la taille de leurs éléments. Porz Nenv et Porz Glas s'élèvent de 4 mètres au-dessus des dépressions internes qu'ils barrent et les longueurs de leurs plus grands galets atteignent 0,70 et même 0,90 mètre.

Toute la partie de la côte exposée à l'Ouest, au Sud-Ouest ou au Nord-Ouest est d'ailleurs extrêmement déchiquetée par des encoches de lacération que *Guilcher* compare à des « coups de ciseaux » suivant les réseaux de fractures. Ces grottes allongées rappellent celles de la Pointe Saint-Mathieu, et ont, comme elles, une origine évidemment structurale. Cependant l'érosion littorale, bien que spectaculaire, n'est pas aussi efficace qu'on serait tenté de le croire, car la partie occidentale, pourtant la plus basse et la plus exposée, est aussi celle où sont recensées les plus nombreuses plages normanniennes (bas-monastiriennes) et leur conservation prouve que la côte ne recule pas sensiblement, sauf en certains points très localisés. Ceci est d'ailleurs une remarque valable pour l'ensemble des côtes du Finistère.

Ouessant est à elle seule un petit continent, si on la compare aux îlots minuscules qui forment le plateau de Molène, ou encore à l'île de Sein. Le *plateau de Molène* a déjà été présenté dans une étude de détail faite à partir des cartes marines, des photos aériennes, de prises d'échantillons sur les estrans des îles jusqu'aux limites des plus basses mers et d'observations directes en hélicoptère par *Guilcher* (1959 a et b ; voir aussi *Guilcher, Adrian* et *Blanquart,* 1959). La faible profondeur et l'absence de troubles permettent en effet des observations visuelles à faible altitude, et dans de telles zones de récifs, l'hélicoptère est pour l'océanographie, bien mieux indiqué que le bateau... Les photos publiées par l'auteur sont instructives : elles révèlent une morphologie littorale et prélittorale extrêmement diversifiée ; des dépôts de sable, de gravier et de galets existent au voisinage de la plupart des îlots sous forme de traînées, de « queues de comètes », de tombolos réunissant une île à sa « lédénèz », de bancs de sable parfois modelés en véritables « dunes hydrauliques » paraboliques (Banc du Pourceau) ou en Z. Toutes ces formes sont en rapport avec les courants de marée, très violents par endroit sur ce plateau peu profond qui constitue pour ceux-ci un obstacle. Nous aurons à y revenir.

Il en va de même de la *Chaussée de Sein* où *Guilcher* (1959 b, signale également des amas sableux à l'abri entre les têtes de roches. Mais l'île de Sein elle-même a fait l'objet de descriptions et d'explications minutieuses de cet auteur (*Guilcher,* 1936 a et b, 1948) et nous ne pouvons qu'y renvoyer le lecteur, d'autant que nous sentons bien la vanité de refaire, après lui, la présentation d'un pays qui lui tient tant à cœur. Rappelons simplement que cette île minuscule (45 hectares) est constituée presque entièrement d'une plage ancienne, de sables et galets bas-monastiriens restés collés sur le point culminant de la barre de granite qui forme la Chaussée, et résistant assez bien à l'érosion marine actuelle, à condition d'exclure l'éventualité de la moindre transgression...

Désavantagée par rapport à Ouesssant par suite de sa faible superficie, Sein est cependant, grâce à sa proximité de terre, beaucoup moins isolée que la grande île du Nord. La structure paradoxale d'Ouessant, extrémité du Plateau de Molène relevée vers le large, ne se retrouve pas ici : le point culminant de la Chaussée se trouve être aussi le plus proche de terre. Vers l'Ouest, l'abaissement est régulier et les troupeaux d'écueils qui se serrent au pied du grand phare de Sein se raréfient progressivement vers le couchant, au point que plus un seul d'entre eux n'affleure au-delà d'Ar Men. Pourtant la Chaussée se continue encore assez loin vers le large, jalonnée tout au long de la Basse Froide par de redoutables tourbillons, et ce n'est qu'en contournant la « Bouée Occidentale » qu'on est certain d'éviter tous les dangers. Au-delà n'existe plus que le Banc de la Chimère. Mais nous entrons là dans le domaine sous-marin.

PREMIÈRE PARTIE

MORPHOLOGIE SOUS-MARINE

Les descriptions qui précèdent, du continent, du littoral et des îles, laissent entrevoir une topographie sous-marine accidentée. Effectivement, un simple coup d'œil sur une carte marine même sommaire fait apparaître que les fonds de l'Iroise sont loin d'être réguliers. Comme on peut s'y attendre, les secteurs les plus proches de la côte, qui sont aussi les moins profonds, offrent le maximum de complication. Ensuite, à partir des profondeurs de 90 à 100 mètres, les fonds ses régularisent et se raccordent insensiblement aux fonds plus calmes, en pente extrêmement faible, qui, à la latitude de l'Iroise, forment une très large plate-forme continentale : 150 kilomètres séparent ici l'isobathe de — 100 mètres de l'isobathe — 200, ce qui représente une pente de 0,6 ‰.

Les accidents du fond sont de deux sortes : des dépressions, *et d'une façon générale toutes les formes en creux, d'une part ; et d'autre part des* reliefs *en saillie. Parmi les premières, il faut mettre à part une grande dépression fermée, la Fosse d'Ouessant. Mais les autres dépressions sont dans l'ensemble ouvertes : elles forment un ensemble de vallées hiérarchisées, au point qu'on a réussi à reconstituer tout un ancien réseau hydrographique qui n'a pu se former qu'à ciel ouvert. La conservation d'un tel réseau, qui n'est que très localement fossilisé sous des sédiments suffisamment épais pour en avoir gêné la cartographie, montre bien que la sédimentation est en général peu abondante ; notre seconde partie démontrera que la couverture sédimentaire forme presque partout un voile assez mince, qui ne masque nullement les formes du substratum. Les seules exceptions sont certains champs d'épandage de sable modelés par place en véritables dunes hydrauliques. Mais les autres accidents en saillie sont dans la roche en place.*

C'est pourquoi, bien que nous ayons mené de front, au cours de chacune de nos missions, les dragages de sédiments et les enregistrements de sondage, nous pensons pouvoir exposer d'abord les problèmes de morphologie sous-marine, restreignant pour le moment le sens de ce terme à l'étude des formes sculptées dans la roche en place, et remettant à la seconde partie l'étude du tapis sédimentaire.

CHAPITRE PREMIER

RECHERCHES BATHYMÉTRIQUES

Les cartes et les minutes du Service Hydrographique de la Marine, complétées par nos propres opérations de sondage, nous ont permis de dresser une carte bathymétrique assez précise pour servir de base à l'étude de la morphologie sous-marine.

I. — LES DOCUMENTS DU SERVICE HYDROGRAPHIQUE DE LA MARINE

Les documents du Service Hydrographique de la Marine sont particulièrement abondants sur cette côte ouest du Finistère, ce qui n'a rien d'étonnant quand on connaît la densité de la circulation maritime dans ces parages, et l'importance militaire du port de Brest. Une partie de ces documents, et en particulier des cartes établies pour la navigation sous-marine allemande pendant l'occupation, sont malheureusement inaccessibles par suite du « secret militaire ». Ces dernières années, une mission hydrographique a entrepris de refaire systématiquement les sondages d'une grande partie de l'Iroise avec des moyens de localisation extrêmement précis (dispositif *Toran*). Nous ignorons où en est cette entreprise et si elle donnera lieu à la publication de nouvelles cartes, ou s'il s'agira de cartes secrètes, réservées à la navigation sous-marine, spécialement nucléaire. Les seules cartes actuellement publiées et librement divulguées intéressent la navigation de surface. Elles sont à des échelles diverses, qui s'expriment rarement en chiffres ronds. Ainsi la carte 5316 qui a servi de base à notre carte bathymétrique

est au 1/119.460. Ces échelles curieuses, et plus encore la projection employée (Mercator Universelle Transverse) qui se trouve être différente des projections (coniques *Lambert*) à partir desquelles sont établis les canevas des cartes terrestres, topographiques ou géologiques, nous ont causé bien des difficultés...

En plus des 17 cartes dont nous avons eu connaissance, et dont on trouvera la liste détaillée dans notre bibliographie, il nous a été possible de consulter plusieurs minutes aimablement communiquées par le Service Hydrographique de la Marine. Tous ces documents, extrêmements précis pour localiser tous les dangers proches de la surface, le sont moins lorsqu'on dépasse quelques dizaines de mètres de profondeur. C'est pourquoi nous avons dû nous atteler à un travail préliminaire ingrat mais nécessaire : l'enregistrement et le dépouillement d'un grand nombre de bandes de sondage.

II. — LES SONDAGES

Plusieurs milliers de milles de bandes de sondage ont été enregistrées au cours de nos missions à bord du *Kornog* et du N.O. *Thalassa* ; nous avons pu utiliser aussi une série de sondages rayonnant à travers toute l'Iroise, levés par le commandant *R. Brenot* spécialement à notre intention au cours de nombreuses allées et venues de la *Thalassa,* alors basée à Brest. Nous avons eu aussi à notre disposition, obligeamment prêtés par le *BRGM,* une série de sondages enregistrés sur la Fosse d'Ouessant en 1966 à bord du *Beluga,* navire de recherches du Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

La confection d'une carte bathymétrique à partir d'enregistrements de sondage faits à bord d'un bateau nécessite la connaissance, avec la plus faible marge d'erreur possible, des profondeurs et de la position du bateau en chaque point.

A — *LA MESURE DES PROFONDEURS,* sur le *Kornog,* a été faite au sondeur à ultra-sons. L'appareil utilisé de type « Atlas Werke » enregistre des échogrammes qui dessinent un profil du fond avec une très forte exagération verticale. Sur la plupart des photographies d'échogrammes publiées dans cet ouvrage, elle est de l'ordre de 70 à 80. Il ne faut jamais perdre de vue cette exagération si l'on veut se faire une idée exacte des reliefs ainsi enregistrés ; le débutant, même le géographe habitué à des exagéra-

tions modérées telles qu'on les pratique sur les échelles des hauteurs des coupes géologiques par exemple, est toujours surpris par l'importance apparente des reliefs qui s'inscrivent sur la bande enregistreuse du sondeur : il risque de prendre le moindre trou pour un abîme, la plus petite éminence pour un pic sous-marin. Le cas des dunes hydrauliques, toujours en pente très douce, et qui apparaissent comme de véritables sierras, est typique à cet égard (voir Pr. 14).

Même abstraction faite de cette exagération verticale, les échogrammes ne peuvent être utilisés sans certaines corrections.

La vitesse des ultra-sons dans l'eau de mer dépend de la température de celle-ci, ce qui peut rendre l'interprétation des sondages délicate lorsqu'il existe une importante stratification thermique. On verra plus loin (chapitre X) que ce n'est pas le cas : les plus fortes différences de température enregistrées entre la surface et le fond au cours de nos missions n'ont pas dépassé 4 ou 5° C, et à de fréquentes reprises nous avons même travaillé dans des eaux parfaitement homothermiques. Le sondeur étant réglé pour la température moyenne de la colonne d'eau traversée, aucune correction thermique n'a été nécessaire.

On ne s'est pas non plus préoccupé de corrections barométriques ; à titre d'indication rappelons qu'une différence de pression de 10 millimètres de mercure correspond à une hauteur d'eau de 13 centimètres. La surface de la mer se gonfle donc légèrement sous une dépression atmosphérique, tandis qu'elle se déprime quelque peu au passage d'une haute pression. Mais les variations barométriques que nous avons subies au cours de nos missions n'ayant pas dépassé les 10 millimètres de mercure, les corrections à effectuer sur les sondes enregistrées seraient de l'ordre du décimètre, c'est-à-dire négligeables, car la précision des échogrammes obtenus avec l'appareil utilisé n'est guère que de 50 centimètres pour les profondeurs faibles (jusqu'à 20 mètres) et de 1 mètre ensuite.

La seule correction indispensable concerne la marée. Toutes les profondeurs ont dû être ramenées au niveau des plus basses mers, qui est le niveau de référence des cartes marines françaises. La hauteur de la marée n'est pas connue au large, mais dans la zone prélittorale, on peut admettre qu'elle est comparable à celle qu'on enregistre dans les stations côtières les plus proches (les marégraphes enregistreurs qu'on commence à poser sur le fond le confirment). On a donc choisi comme station de référence pour les hauteurs de marée ainsi que pour les heures, le port le plus proche

du lieu étudié, parmi la liste des ports suivants : Sein, Douarnenez, Camaret, Le Conquet, Molène et Lampaul d'Ouessant. Pour cette dernière station, on s'est servi notamment de données récentes parues dans les « Cahiers Océanographiques » de décembre 1967, p. 922-924. A Ouessant comme dans les autres ports, il faut d'ailleurs noter que la marée est très peu différente de celle de Brest, et les corrections par rapport à Brest sont de quelques minutes et de quelques décimètres seulement. C'est d'ailleurs une circonstance heureuse, car si l'amplitude de la marée était très différente d'un port à l'autre, notre niveau de référence, celui des plus basses mers, serait lui-même par trop déformé, et l'on ne voit pas bien à quoi correspondrait une carte bathymétrique établie à partir d'un niveau aussi inégal... Quoi qu'il en soit la correction de marée n'est nullement négligeable ; on en jugera facilement si l'on considère qu'à Lampaul par exemple, et donc dans tout le voisinage d'Ouessant, l'amplitude de la marée peut dépasser 8 mètres.

B — *LA POSITION* du bateau a été repérée de plusieurs façons : en règle générale on a utilisé le navigateur *Decca.* Cet appareil de radionavigation est d'une bonne précision à condition qu'on l'utilise de jour, assez loin de terre et à portée des émetteurs. La chaîne d'émission utilisée en Iroise est la chaîne britannique N° 1, qu'on reçoit habituellement dans de bonnes conditions. L'Iroise est à la limite de la Manche, où la réception du *Decca* est très bonne, et du Golfe de Gascogne, où l'emploi de ce système de radionavigation devient délicat, par suite de l'éloignement des émetteurs : les hyperboles se recoupent sous des angles de plus en plus faibles, et le point est de moins en moins précis, d'autant plus que les ondes sont déviées à leur passage sur la péninsule bretonne.

Au voisinage de terre, et surtout aux abords immédiats des côtes depuis Saint-Mathieu jusqu'au Goulet de Brest, ou bien dans le Nord de la Baie de Douarnenez, où la côte forme un écran qui réfracte les ondes, ou encore au Sud de cette baie, où semble se produire un effet de réflexion, le *Decca* donne des positions fausses ; cela n'a pas d'inconvénient, car les nombreux repères à terre, et leur proximité, permettent d'utiliser le cercle hydrographique, tout en recherchant les alignements. Même dans ce cas cependant, on a pu utiliser le *Decca* avec précaution, une fois déterminée l'erreur, sensiblement constante pour un lieu donné, due à la déviation des ondes par le voisinage de la terre.

Enfin, depuis 1964, le *Kornog* a été doté d'un radar de faible portée destiné à assurer la sécurité de la navigation par temps brumeux. Mais cet appareil permet de pratiquer aussi des relevés de gisements (azimuths et distance approximative) de points de repères tels que phares et balises, ce qui constitue un moyen de correction des points obtenus grâce au *Decca.*

En tout état de cause, pour la plupart des points, même au large, l'erreur d'estimation de la position ne doit pas dépasser 100 mètres, ce qui, à l'échelle des cartes publiées ici, est à peu près négligeable.

Dans la pratique, les sondages systématiques ont été effectués de la façon suivante : la route à faire était suivie à cap constant et à vitesse aussi constante que possible, le point *Decca* étant fait toutes les 5 minutes, ou même toutes les 2 minutes sur les fonds les plus accidentés, ainsi qu'à chaque franchissement d'une hyperbole du réseau *Decca.* Très vite le patron du bateau s'est habitué à tenir la barre tout en suivant l'appareil *Decca,* ce qui nous a permis de parcourir fidèlement, et systématiquement, toutes les hyperboles *Decca* de notre domaine (fig. 4).

Même lorsque le sondage n'était pas notre occupation principale, c'est-à-dire pendant le temps consacré à des dragages, il nous a été possible, entre les dragages, d'utiliser pour nos recherches bathymétriques des échogrammes discontinus, mais très bien localisés, justement parce que le bateau a toujours suivi, d'un dragage à un autre, un peu comme un train sur des rails, les hyperboles du réseau *Decca...*

Toutes les bandes de sondage correspondant à des profondeurs de plus de 20 mètres ont été systématiquement dépouillées, et les profondeurs correspondantes reportées sur des minutes à diverses échelles. Des cartes bathymétriques détaillées ont déjà été publiées dans diverses revues (*Hinschberger* 1962 a et 1963, *Hinschberger, Saint-Requier* et *Toulemont* 1967, *Hinschberger* et *Corlay* 1967, *Hinschberger* et *Pauvret* 1968) mais la synthèse de ces travaux est constituée par notre carte bathymétrique d'ensemble (Planche hors-texte N° 1).

III — RESULTATS : DESCRIPTION GENERALE DE LA TOPOGRAPHIE SOUS-MARINE

Cette carte fait bien ressortir la remarquable continuité qui existe entre le relief terrestre et le relief sous-marin ; au large du Léon,

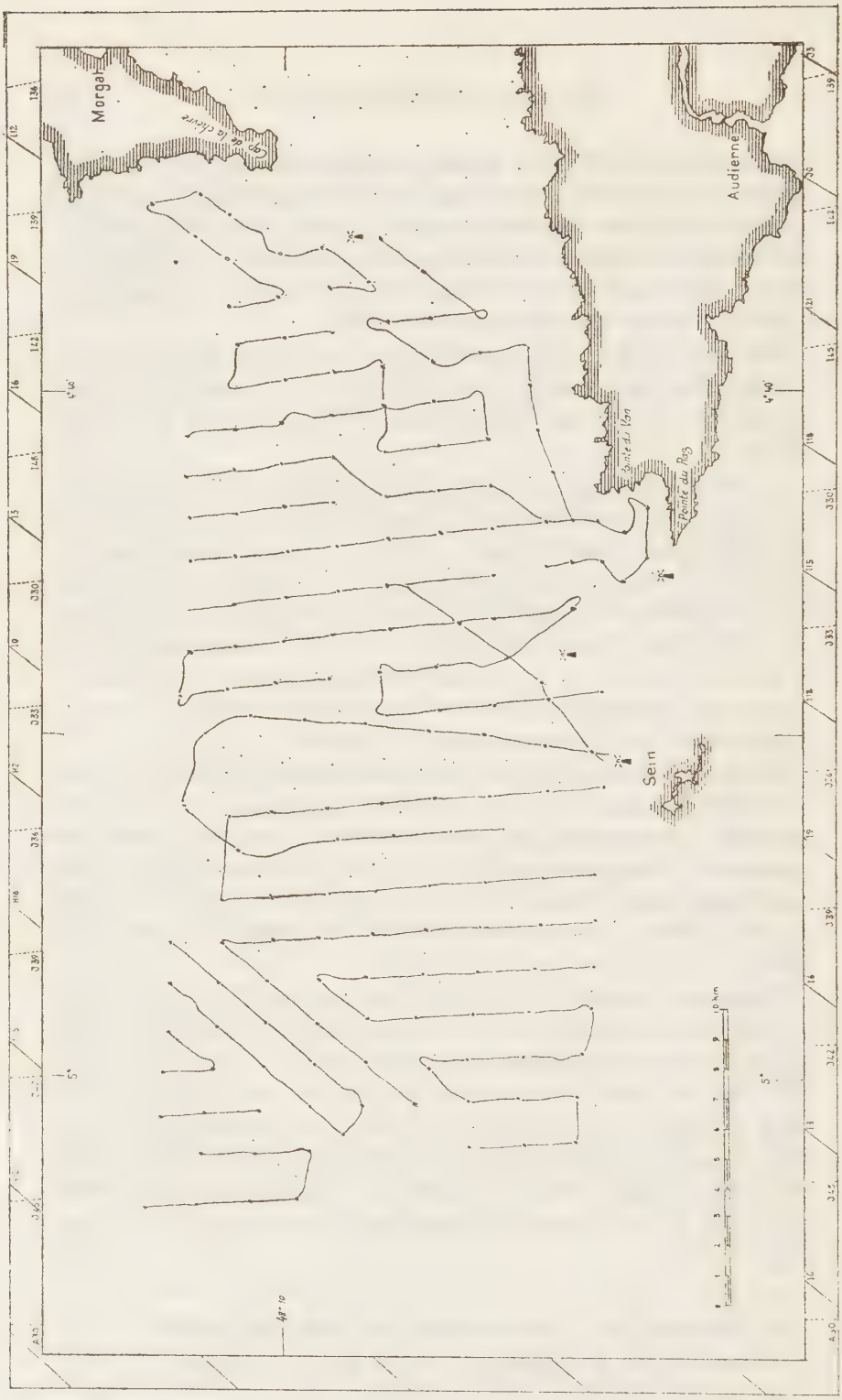


Figure 4. Réseau de sondages dans le Sud de l'Iroise

Eléments de routes suivant les hyperboles du réseau DECCA.

Le dépouillement de ces bandes a permis l'élaboration d'une carte bathymétrique très détaillée, à équidistance de 2 mètres, qu'on trouvera ci-après (figure 41)

le plateau de Molène et ses annexes étendent leurs ramifications sur une surface considérable, tandis que la Chaussée de Sein et le Haut-Fond de la Chimère qui la prolonge sont beaucoup plus étroits. Les ciselures de la Presqu'île de Crozon se prolongent jusqu'au centre de l'Iroise par une dentelle de hauts-fonds rocheux. Au contraire, aux débouchés de la Rade de Brest et de la Baie de Douarnenez, la topographie sous-marine est moins accidentée, et le raccord avec les fonds plats de 100 mètres se fait insensiblement, sans rupture de pente notable.

A — *LA PARTIE NORD DE L'IROISE* et les parages d'Ouessant sont particulièrement accidentés.

Le plateau de Molène est beaucoup plus étendu que ne le laisserait supposer la superficie extrêmement réduite des quelques îlots qui en émergent. La surface comprise au-dessus de l'isobathe — 5 mètres s'étend en effet sur 135 kilomètres carrés. L'orientation générale de ce plateau à peine immergé est Sud-Est - Nord-Ouest. Il s'enracine sur le continent à la hauteur du Conquet, par un pédoncule de faible profondeur, le Chenal du Four, seuil dont le sommet est à — 11 mètres seulement sous les plus basses mers.

On peut considérer comme des annexes du Plateau de Molène trois éléments également plats qui semblent le prolonger au Nord, de taille décroissante, et à profondeur croissante dans cette direction. Nous convenons de les appeler « plateau de la Helle, plateau des Plâtresses, plateau de la Basse Meur », du nom de trois écueils qui en émergent. Ces trois plateaux élémentaires sont séparés les uns des autres par des vallées sous-marines. De même la partie Sud du Plateau de Molène, la Chaussée des Pierres Noires, qui s'enfonce progressivement vers l'Ouest, est presque complètement séparée du plateau principal par une longue vallée à laquelle nous avons donné le même nom (« vallée des Pierres Noires »). L'étude des vallées sous-marines fera l'objet d'un chapitre ultérieur (Chapitre IV).

A la différence du Plateau de Molène, le Plateau qui porte la grande *île d'Ouessant* est presque entièrement émergé. Alors que l'île mesure 16 kilomètres carrés, la surface comprise entre la ligne de côte et l'isobathe — 10 mètres est à peu près équivalente. Cette frange peu profonde est d'ailleurs toute entière située du côté ouest de l'île, ce qui se comprend bien, si l'on admet l'interprétation d'Ouessant comme un bloc basculé, on l'a dit plus haut. Ouessant

est séparée du Plateau de Molène par la profonde déchirure du Fromveur ; c'est encore un seuil, mais beaucoup plus profond que celui du Four, puisqu'il culmine à — 50 mètres environ.

Dans l'axe du Fromveur, on trouve, à proximité immédiate de son débouché sud-ouest le *Haut-Fond d'Ouessant,* et à son débouché nord-est, mais à une distance un peu plus grande, *le Banc du Four.* Il ne s'agit plus là de hauts-fonds rocheux, mais d'accumulations de sable. Dans les parages de ces bancs sableux des crêtes allongées et parallèles sont des champs de rides géantes également constituées de dépôts sableux. Ces champs de rides et ces dunes hydrauliques seront étudiés au chapitre X.

Au-delà d'Ouessant et de ces reliefs postiches le fond devient très régulier et presque horizontal à partir de l'isobathe — 90 mètres, mais, comme pour ajouter encore à la diversité de la topographie sous-marine dans cette zone nord de l'Iroise, une très belle dépression fermée, la *Fosse d'Ouessant,* s'étend sur une surface considérable (16 km sur 3) ; c'est au fond de cette fosse que nous avons sondé la profondeur maximale de notre domaine d'étude (— 200 mètres). Nous en reparlerons au chapitre III.

B — *AU SUD DE L'IROISE,* la Chaussée de Sein rappelle, en beaucoup plus étroit, le Plateau de Molène. Encore assez large (3 km) et assez continue dans sa partie orientale où elle est aussi le plus élevée, puisque c'est là qu'émergent l'île de Sein et les plus nombreux récifs, la Chaussée se rétrécit et s'abaisse à l'Ouest, au-delà de la Passe d'Ar Men, dans le secteur de la Basse Froide. Plus loin encore, au large de la Bouée occidentale, la Chaussée de Sein semble se continuer, ou plutôt reprendre après une interruption, mais en s'approfondissant et en changeant nettement de direction ; c'est le Haut-Fond de la Chimère, ensemble de crêtes sous-marines allongées sur environ 10 milles nautiques, soit la longueur de la Chaussée elle-même. Mais alors que celle-ci est dirigée sensiblement Est-Ouest, le Haut-Fond de la Chimère est orienté ENE-OSO, ce qui représente une vingtaine de degrés de décalage avec la direction précédente. Il ne s'agit pas d'un accident continu, mais plutôt d'un alignement de barres étroites dont la profondeur s'accroît vers le large : 35 mètres près de la Bouée occidentale, 40 mètres au milieu du haut-fond, (la carte marine 5316 signale un sommet qui doit être localisé, à — 28 mètres ; nous l'avons cherché avec le *Kornog* en 1961 sans réussir à passer juste à l'aplomb), 89 mètres enfin à l'extrémité occidentale où la Chimère

ne domine plus les fonds plats voisins que d'une vingtaine de mètres, tout en s'élargissant.

C — *AU CENTRE DE L'IROISE,* le relief sous-marin est beaucoup plus régulier, si l'on met à part les curieux alignements de « basses » qui prolongent les pointes de la presqu'île de Crozon.

Ainsi la Pointe du Toulinguet semble se prolonger en mer par les Rochers du Toulinguet, puis par les écueils du Trépied et de la Parquette, enfin par les basses du Goëmant et de la Vandrée, pour ne citer que les principales.

De même en face de la Pointe de Pen Hir s'alignent les Tas de Pois, les basses Poulmacote, Ménéhom, puis les trois basses du Lis (— 2 mètres), de l'Iroise (— 7 mètres) et du Laborieux (— 9,5 mètres) s'enfonçant progressivement vers le large.

Devant la Pointe de Dinan, deux écueils : la Chèvre (+ 8,5 mètres) et le Chevreau (+ 6,6 mètres) puis la Basse du Chevreau (— 7 mètres) témoignent du même abaissement progressif vers l'Ouest.

Citons encore la Pointe de Lostmarc'h qui semble se prolonger en mer jusqu'à la « Queue du Bouc », et la Pointe de Kerdra à laquelle doivent pouvoir se rattacher le rocher du Bouc, qui émerge (+ 8 mètres) et un peu plus au large la « Basse du Bouc », immergée sous 9 mètres d'eau.

Le Cap de la Chèvre est prolongé vers le Sud-Ouest par une ligne de hauts-fonds : la Basse Vieille (— 1,3 mètre) et la Basse Wenn (— 19 mètres), et l'on pourrait même se demander si la Basse Jaune, exactement dans le prolongement, ne fait pas partie du même ensemble. Ce petit problème sera résolu dès le chapitre suivant.

En Baie de Douarnenez quelques hauts-fonds rocheux existent devant la Pointe de Talagrip d'une part, et d'autre part en face de la Pointe de Tréboulle où émergent plusieurs îlots ou écueils (Les Verrès, la Pierre Profonde).

Mis à part ces petits accidents très localisés, les fonds décroissent régulièrement de la côte vers le large, mais il faut opposer la zone centre-nord, débouché de la Rade et du Goulet, où les isobathes sont d'une régularité parfaite, à la zone centre-sud, en face de la Baie de Douarnenez, où celles-ci dessinent de curieuses figures, dans lesquelles le topographe reconnaît sans peine, tout comme autour

du Plateau de Molène, les éléments d'un réseau hydrographique bien développé.

Autre opposition entre ces deux zones : le dessin des isobathes est dans l'ensemble concave au Sud (tout comme la côte de la Baie de Douarnenez) tandis qu'il est convexe au Nord (c'est particulièrement net aux niveaux 60, 65, 70 mètres). On proposera plus loin une explication possible de cette différence (Chapitre III).

Enfin deux importants reliefs, le *Haut-Fond d'Ar Men* et celui de *Kafarnao* ont des formes comparables, le premier au Haut-Fond d'Ouessant, le second aux grands champs de rides qui prolongent le Banc du Four. Comme ces derniers, ce sont en effet des amas de sable, des dunes hydrauliques d'une considérable ampleur.

Si l'on met à part ces reliefs postiches, les autres accidents sont dans la roche en place, comme l'ont prouvé maints dragages infructueux et quelques plongées qu'on a tentées, et réussies sur les moins profonds d'entre eux. Celles-ci, et d'autres méthodes moins directes, nous ont fourni des données précieuses sur la géologie sous-marine qui va nous occuper à présent.

CHAPITRE II

LA GÉOLOGIE SOUS-MARINE

Etablir une carte de géologie du fond des mers est toujours une entreprise aventureuse. S'agissant de la plate-forme continentale, et surtout de sa partie la plus proche de la côte, la chose est déjà moins aléatoire. Nous nous proposons ici de présenter une mise au point des connaissances actuelles de géologie sous-marine dans notre domaine et de montrer quelle a été notre contribution, bien modeste, à la carte géologique que nous avons établie (fig. 6), laquelle comporte encore une grande part d'hypothèse.

I — LES DONNEES EXISTANTES

Les données existantes sont relativement rares, du moins dans notre secteur. Certes la géologie de l'ensemble de la Manche a fait l'objet d'une thèse magistrale (*Dangeard,* 1929) qui fait encore autorité aujourd'hui et qui a servi de base à toute une floraison de travaux plus récents menés, soit par les élèves de *Dangeard* (*Hommeril,* 1964 a et b, 1965, 1967 a, *Bignot* et *Hommeril,* 1964, *Larsonneur,* 1965, 1966, 1967), soit par d'autres géologues des deux rives de la Manche (*Berthois,* 1946 a, 1950 a, 1955 b, *Boillot,* 1960 a, 1961 b, 1964, *King,* 1949, 1954, *Curry,* 1960, 1962, *Whittard,* 1962, *Curry, Martini, Smith* et *Whittard,* 1962, etc...).

Mais tous ces travaux se limitent à la Manche en effleurant à peine notre domaine, ou bien contournent l'Iroise pour aborder l'ensemble du Golfe de Gascogne, et même si certains (*Berthois,* 1955 a) font état de quelques dragages à l'intérieur de notre péri-

mètre, ils concernent uniquement des échantillons de sédiments et la géologie sous-marine de l'Iroise ne s'en trouve pas particulièrement éclairée.

Si bien qu'il faut remonter à des sources indirectes, et donc moins sûres, pour trouver des éléments de géologie sous-marine devant les côtes du Finistère. Curieusement, la seule carte géologique sous-marine qui ait été publiée, à notre connaissance, dans notre secteur, est l'œuvre d'un chercheur qui ne disposait ni de drague, ni de carottier, ni même de bateau, et qui s'est limité à l'observation des cartes marines. Il s'agit de la « Carte géologique de l'entrée de la Rade de Brest » qui accompagne un article de *Collin* (1923). Cette carte remarquable s'appuie essentiellement sur des observations à terre, notamment l'étude des affleurements sur toute la côte, et elle est construite à partir d'un *postulat morphologique* : c'est que *les affleurements de roche dure,* qui correspondent sur le continent à des crêtes élevées et le long de la côte à des pointes, *se poursuivent en mer,* et sont responsables de la présence de hauts-fonds rocheux sous-marins. L'auteur a commencé par appliquer cette méthode à la Rade de Brest (*Collin,* 1921) qui présente l'avantage d'être presque totalement fermée et très découpée, ce qui lui permettait, en utilisant les nombreux points de repère géologiques sur la côte, de cerner de très près la géologie sous-marine. Puis il s'est enhardi à sortir de la Rade, mais sans s'aventurer au large, car sa seconde carte (1923) ne recouvre que le Plateau de Molène, dont les multiples îles et îlots lui offraient quantité de jalons géologiques, et le vestibule du Goulet.

La méthode de *Collin,* la géologie déduite de la morphologie, assez propre à séduire le géographe, constitue une hypothèse de travail très valable. Encore faut-il pouvoir vérifier l'hypothèse... On voit tout l'intérêt que présente le fait d'avoir à notre disposition une carte bathymétrique précise pour orienter nos recherches et tenter des vérifications. De même le fait d'avoir dressé une carte sédimentologique (Hors-texte N° 4) n'est pas non plus sans utilité, ne serait-ce que dans la mesure où il permet de situer les fonds rocheux, sans couverture sédimentaire, où l'on a des chances de réussir des prélèvements géologiques.

II — RECHERCHES GEOLOGIQUES

Au cours de nos missions, bien qu'aucune d'entre elles n'ait été orientée systématiquement vers la géologie, nous avons réuni un

ensemble d'éléments géologiques assez abondants, mais de valeur inégale.

A — *LA PRISE DIRECTE D'ECHANTILLONS,* à l'aide de l'instrument traditionnel, le marteau géologique, est évidemment la méthode la plus sûre, mais aussi la plus délicate, lorsqu'il s'agit d'un échantillon sous-marin.

Sur certains écueils qui émergent à basse mer, on peut encore tenter la récolte à ciel ouvert, sinon à pied sec... C'est ainsi que nous avons obtenu, du Service des Phares et Balises, des échantillons prélevés sur quelques roches balisées, à l'occasion de l'entretien de ces balises : la Parquette, la Roche Mengam, le Bouc, le Chevreau (fig. 5).

Sur les écueils peu profonds, on peut à la rigueur tenter un prélèvement en plongée libre, comme dans le cas de la chasse sous-marine, mais à l'expérience cela se révèle peu pratique pour ne pas dire infaisable, car la recherche d'une saillie rocheuse pouvant être détachée au marteau, à travers une forêt d'algues (les écueils peu profonds sont couverts d'une profusion de Laminaires souvent de la taille d'un homme), la stabilisation du plongeur qui a fort à faire à résister au va-et-vient de la houle, et surtout l'effort du martelage, le tout en apnée, dans des eaux froides, cela relève de l'exploit sportif pur.

La plongée en scaphandre autonome est autrement commode. C'est pourquoi, dès son lancement, le *Kornog* a été pourvu d'équipements pour trois plongeurs, et d'un compresseur permettant de recharger les bouteilles d'air. La plongée autonome permet des observations prolongées et suivies sur un rayon important : orientation et pendage de la roche, du moins si ce dernier est apparent, et surtout choix judicieux de l'échantillon ; on évite aussi de travailler avec trop de hâte, faute d'air, et de récolter par exemple le premier filon de quartz faisant saillie au milieu d'un banc de grès, comme nous l'avions fait sur la roche du Coq, au cours d'une première tentative en apnée dont nous n'avons guère lieu d'être spécialement fier...

Il n'est pas nécessaire de plonger très profondément pour être soustrait au désagréable balancement de la houle. Par contre deux obstacles, en Iroise, nous ont toujours considérablement gêné : le froid et les courants de marée. La fraîcheur de la température n'est pas un obstacle insurmontable, puisqu'il suffit de disposer d'un bon scaphandre. Les températures de 11 ou 12 degrés qui sont

courantes au fond de l'Iroise en été ne sont d'ailleurs pas spécialement basses, et certains chercheurs qui plongent dans les eaux glacées du Spitzberg les trouveraient même très convenables... Il n'empêche que tout est relatif, et l'expérience que nous espérons bien faire un jour, d'une plongée sur quelque récif polynésien sera à n'en pas douter plus agréable que nos incursions sous les eaux de l'Iroise !

Plus encore que dans la tiédeur de l'eau, le charme d'une telle expérience résiderait dans sa luminosité. En Iroise rien de tel. Dès 10 ou 15 mètres, on est dans la pénombre. A 30 mètres, c'est le crépuscule. La visibilité dépasse rarement 3 à 4 mètres, elle tombe assez fréquemment au-dessous de 2. C'est assez dire la difficulté des observations d'ensemble... En fait de « paysage sous-marin », nous n'en avons jamais contemplé que quelques mètres carrés à la fois. C'est la raison pour laquelle il n'y a pas de photographies sous-marines dans cet ouvrage. Cette mauvaise visibilité provient de l'abondance des particules en suspension. Cela tient peut-être en partie à ce que toutes nos plongées ont eu lieu en été, saison où prolifère le plancton ; mais c'est surtout la conséquence d'un fait plus général : l'agitation permanente des eaux par suite des courants de marée qui sont dans tout notre domaine, mais plus particulièrement sur les hauts-fonds où nous avons plongé, spécialement violents.

Ces courants, indépendamment même du trouble des eaux qu'ils occasionnent, ont constitué pour nous l'entrave majeure. Un courant modéré, de 1 nœud par exemple, déporte le plongeur qui n'y prend pas garde de 600 mètres en vingt minutes. Comme le courant de fond n'est pas nécessairement le même qu'en surface, il n'est pas du tout certain que le plongeur retrouve son bateau à la remontée, ni même, ce qui serait plus gênant, que l'équipage du bateau réussisse à repérer l'endroit où le plongeur a fait surface... C'est pourquoi nous avons toujours plongé le long d'un cordage lesté d'une gueuse, en nous efforçant, une fois parvenu au fond, de nous éloigner aussi peu que possible de celle-ci. Pour les mêmes raisons les jours de plongées ont été choisis de préférence en morte-eau, et les heures fixées au moment de l'étale. Cela a limité beaucoup nos possibilités et il n'est pas étonnant que les sites explorés en plongée, et sur lesquels nous avons réussi à prélever des échantillons géologiques se réduisent au nombre de huit : le Coq, Magellan, Charles Martel, Basse Beuzec, la Vandrée, le Lys, le Laborieux et la Basse Jaune (fig. 5).

Fig. 5. Localisation des échantillons géologiques récoltés en Iroise :

1. sur des écueils émergés ;

2. en plongée sous-marine ;

3. par dragages.

B = Bouc. C = Chevreau. M = Roche Mengam. P = Parquette.

BB = Basse Beuzec. BJ = Basse Jaune. CM = Charles Martel. Cq = Coq.

La = Basse du Laborieux. Li = Basse du Lis. Ma = Magellan. V = Basse de la Vandrée.

B — *LES DRAGAGES,* bien que pratiqués à l'aveuglette, peuvent constituer aussi, parfois, une source de renseignements géologiques d'un grand intérêt. La technique de dragage sera exposée en détail au chapitre VI. Disons seulement ici qu'il arrive que la drague récolte, soit sous la forme d'un échantillon isolé, soit plus souvent au milieu d'un lot de sédiments, quelques *fragments rocheux portant des traces de cassures fraîches.* C'est pourquoi nous avons toujours très soigneusement trié le contenu des dragues, surtout lorsque les circonstances particulières du dragage, chocs, vibrations du câble, et parfois crochage de la drague au fond, immobilisant le bateau comme le ferait une ancre, pouvaient laisser espérer un prélèvement de roche en place. Le point délicat est que même en présence de fragments cassés, on n'est jamais absolument sûr qu'il s'agit de roche en place. La drague peut très bien avoir heurté un gros bloc et en avoir détaché une arête. C'est l'objection qui nous a été faite à propos du granite de la Fosse d'Ouessant *(Hinschberger,* 1963, *Boillot et Horn,* 1966, p. 1680 ; voir aussi chapitre suivant). Nous n'en méconnaissons pas l'importance. Cependant lorsque les fragments sont abondants, et surtout s'ils se retrouvent dans plusieurs dragages voisins, nous pensons qu'il existe, sinon une parfaite certitude, du moins une très grande probabilité que les éléments ainsi remontés du fond aient été arrachés en place et constituent donc un échantillon géologique valable.

Sur plus de 1.500 dragages effectués, et après élimination des cas suspects, nous avons retenu 44 échantillons géologiques qui nous semblent dragués en place (fig. 5). On voit qu'ils sont groupés surtout au centre et au Sud de l'Iroise et qu'ils correspondent dans la plupart des cas aux fonds rocheux nus ou recouverts d'une mince couche sédimentaire. La plupart sont des fragments de schistes. Il est d'ailleurs exceptionnel que la drague arrache des roches plus dures : le granite récolté sur la Fosse d'Ouessant est un granite pourri.

En dehors des secteurs de roches tendres que la drague a réussi à ébrécher, on n'est pas tout-à-fait dépourvu de renseignements géologiques, mais d'une façon indirecte :

C — *L'ETUDE PETROGRAPHIQUE DES CAILLOUTIS* récoltés par la drague, surtout s'ils sont mal façonnés, peut fournir de précieuses indications sur la nature du substratum. En effet l'on recueille fréquemment, mélangés, des cailloux bien arrondis (ce sont les « galets » au sens étroit de ce mot) et des éléments angu-

leux, quelquefois si anguleux qu'on les croirait fraîchement cassés, n'étaient les concrétions biologiques qui tapissent toutes leurs faces. Les premiers pouvent avoir subi un long transport, qui explique leur forme arrondie ; les seconds, par contre, doivent être très proches de leur lieu d'origine, à moins d'un mode de transport particulier, tel que les radeaux de glaces flottantes. Cette discussion sera reprise au chapitre XI. Ici nous voulons seulement indiquer que cette méthode indirecte : analyse pétrographique des cailloux les plus anguleux, nous semble, malgré ses incertitudes, préférable à l'ignorance complète, à condition d'être appliquée avec précaution, et en ne retenant que les éléments les plus fréquents.

Par exemple l'abondance des granites anguleux dans le voisinage du Banc de la Chimère nous a fait penser *(Hinschberger, Saint-Requier, Toulemont,* 1967) que ce haut-fond est constitué de granite tout comme la Chaussée de Sein, ceci bien que nous n'ayons jamais réussi à arracher du granite en place dans ce secteur. De même les très nombreux silex non usés qu'on trouve dans les sédiments au Nord de la Fosse d'Ouessant nous avaient fait penser, dès le début de nos recherches *(Hinschberger,* 1963) qu'il y a là un substratum crayeux. Nous avons depuis recueilli de la craie dans la drague en deux points (1450 et 1451).

III — RESULTATS : ESQUISSE D'UNE CARTE GEOLOGIQUE SOUS-MARINE

Guidé par la connaissance de la géologie du continent, encouragé par des tentatives plus anciennes comme celle de *Collin,* appuyé enfin sur les vérifications que nous venons d'énumérer, nous avons dessiné, pour compléter la carte géologique terrestre, une esquisse géologique sous-marine que nous présentons ici (fig. 6). Elle appelle les commentaires suivants :

A — *LE SOCLE ANCIEN* du continent se continue sur une largeur importante, englobant à peu près toute l'étendue de l'Iroise.

a. La reconstitution géologique la plus sûre concerne *la partie nord,* Plateau de Molène et vestibule du Goulet de Brest, où nous disposions déjà de la carte de *Collin* (1923). Cette carte demeure très valable pour l'essentiel. Cependant nous avons été amené à y apporter des modifications sur deux points (fig. 7) :

1°) le tracé de la Faille Kerforne que *Collin* a tiré au cordeau depuis la Basse Hermine jusqu'au Chenal de la Helle a été modifié pour tenir compte de ce qui a été vu plus haut, et la faille unique remplacée par deux failles se relayant l'une l'autre. Dans ces conditions le premier décrochement (K^1 K'^1) passe à notre avis au milieu, et non sur le côté ouest de l'Anse de Bertheaume. Ceci n'est qu'une modification mineure. La seconde est plus importante ;

2°) à l'Est du décrochement, les hypothèses de *Collin* concernant la géologie du Goulet sont très vraisemblables : la « Grande Passe », au Nord du Goulet, est creusée dans la bande de schistes briovériens de l'Elorn, elle est séparée de la « Petite Passe », au Sud, par le Plateau des Fillettes et la Roche Mengam qui constituent un seuil sous-marin dans des roches résistantes, les « quartzites de la Roche Maurice » (1). L'échantillon de la Roche Mengam que nous possédons semble en effet confirmer cette hypothèse.

Par contre tout change à l'Ouest du décrochement : *Collin* semble avoir été gêné par le fait que la carte au 1/80.000 de *Barrois* n'indique pas le décrochement à travers l'anse de Bertheaume, sur le continent ; et pour ne pas avoir à modifier la carte de *Barrois,* il a recours à des explications confuses ; son décrochement, auquel il donne un rejet horizontal de 3 kilomètres lorsqu'il le dessine sous la mer (et ceci est conforme à l'importance de la Faille Kerforne dans la Presqu'île de Crozon), perd tout rejet en arrivant sur le continent ; à la hauteur de Plougonvelin, autant dire que le décrochement n'existe plus... « La limite nord du filon de granulite de l'Anse de Bertheaume ne semble pas subir une grande déviation du fait de la présence du décrochement, mais sa limite sud a fortement remonté vers le nord. Dans le mouvement ascendant des couches de l'ouest du décrochement, il se pourrait très bien qu'une partie de ce filon ait été laminée et ait disparu » *(Collin,* 1923, p. 92). Quelle que soit la valeur de cette explication (disparition du décrochement par laminage du filon), *Collin,* faute de place, est obligé de reporter en mer la bande des « Gneiss de Brest » ; c'est dans cette bande qu'il fait entrer la Basse du Coq, et chose plus curieuse, il suppute que les Roches de Charles Martel

(1) Les quartzites de la Roche Maurice ont été récemment rattachés à l'Ordovicien inférieur (Arenig) : ils sont l'équivalent des « Grès armoricains » (*Bradshaw, Renouf* et *Taylor,* 1967).

et la Basse Beuzec sont dans la bande des schistes briovériens, pourtant particulièrement tendres.

Or nos plongées sur ces trois « basses » (Le Coq, 14 août 1962, Charles Martel, 20 juillet 1964, Basse Beuzec, 2 juillet 1964) nous ont permis de prélever partout un seul type de roche, un grès quartzite très résistant tout-à-fait comparable à celui de la Roche Mengam (1). Ces trois basses peuvent donc être considérées comme autant de jalons sur le prolongement de la bande des quartzites de la Roche Maurice, décalée vers le nord au passage de la Faille Kerforne, pas tellement plus que ne l'indiquait *Collin* (3 kilomètres), mais se poursuivant avec une direction différente (vers l'Ouest et non vers le Sud-Ouest).

Cela entraîne le décalage vers le Nord du sillon de schistes briovériens, ou même sa disparition progressive : pour ces schistes, l'hypothèse du « laminage » conviendrait peut-être... Cela entraîne aussi le report vers le Nord des Gneiss de Brest que *Collin* prolongeait en mer jusqu'à la Basse Royale.

En fait, il faut modifier complètement la carte de *Barrois* entre l'Anse de Bertheaume et la Pointe Saint-Mathieu. A l'exemple de *Chauris* (1966, carte p. 114), nous supposons que les Gneiss de Brest se prolongent assez largement sur le continent jusqu'à la Pointe Saint-Mathieu. Quant à la Chaussée des Pierres Noires, *Chauris* vient tout récemment (1969) de montrer qu'elle correspond à un affleurement de granite, ce qui en fait le symétrique parfait de la Chaussée de Sein.

La carte de *Collin* n'allait pas jusqu'au Fromveur ; mais il avait déjà émis la supposition que ce profond passage correspondait à une faille. Nous voyons ici qu'il ne s'agit rien moins que de la grande « zone de cisaillement » de Porspoder à Guissény découverte par *Chauris* (1965 a), mais décalée elle aussi vers le nord, de 2 à 3 kilomètres, par suite du décrochement Kerforne.

b. *Au sud de l'Iroise,* nous avons interprété le Banc de la Chimère comme étant formé de granite, peut-être le même que celui de la Pointe du Raz et de la Chaussée de Sein. N'ayant pas réussi à remonter un échantillon pris en place (ce n'est pas faute de l'avoir essayé, tant à bord du *Kornog* que de la *Thalassa* et de la *Pelagia*...), nous présentons cela comme une simple hypothèse,

(1) Nous remercions vivement *Y. Plusquellec* et l'équipe des géologues de la Faculté des Sciences de Brest qui ont bien voulu identifier nos échantillons récoltés en plongée.

48°30'
Fosse d'Ouessant
SOCLE
Limite approximative du
Ouessant
Fromveur
Molène
Vallée des Pierres Noires
Chaussée des Pierres Noires
Porspoder
Aber
Ildut
Plouma
La Vandrée
Le Lis
Le Laborieux
Tévennec
Ar Men
La Chimère
PR
Sein
Baie des Trépassés
5°20'
5°
48°

Figure 6. Esquisse Géologique

La géologie des terres émergées est tirée d'une carte simplifiée de A. Guilcher, modifiée au Nord d'après les travaux de Chauris, au Sud d'après ceux de Cogné. On a consulté aussi, pour la Rade de Brest, un article de Babin, Didier, Moign et Plusquellec (1969), et au large les travaux de Boillot.

16. Tertiaire (surtout Lutétien).

15. Crétacé.

14. Schistes carbonifères (Stéphanien de la Baie des Trépassés).

13. Schistes dévoniens (allant du Siégénien au Famennien).

12. Dalles et quartzites de Plougastel (Gédinnien = Dévonien inférieur).

11. Schistes siluriens (de l'Ordovicien moyen au Gothlandien).

10. Grès Armoricain (Ordovicien inférieur = Arenig) ; les « quartzites de la Roche Maurice » s'y rattachent.

9. Poudingues et schistes cambriens.

8. Schistes précambriens (Briovérien du Porzay et quartzophyllades de l'Elorn).

7. Mylonites (roches écrasées bordant le synclinal de la Baie des Trépassés).

6. Micaschistes de la Baie d'Audierne et du Cap Sizun.

5. Micaschistes du Conquet.

4. Schistes séricitiques et micaschistes d'Ouessant.

3. Complexe granito-gneissique dit « Gneiss de Brest ».

2. Gneiss granulitique de Ploumoguer.

1. Granite. Ce signe désigne indifféremment tous les types de granites. Ils se répartissent en bandes ; du Nord au Sud :

   + Le granite à deux micas du Nord d'Ouessant.
   + Le complexe granito-gneissique du Sud d'Ouessant et de Plouguerneau (γP).
   + Le granite porphyroïde de l'Aber Ildut (γAd) qui se poursuit sur le plateau de Molène, dans les îles de Bannec et de Balanec.
   + Le granite de Saint-Renan (γSR), passant vers l'Est au granite de Kersaint.
   + La bande granitique de la Chaussée des Pierres Noires (γPN).
   + La bande de granodiorite (γD) de la Pointe du Van à Douarnenez, qui constitue aussi la Basse Jaune.
   + La bande de granite à deux micas de la Pointe du Raz (γPR) qu'on retrouve à l'île de Sein et vraisemblablement jusqu'à la Chimère.

a. Principales lignes de fractures.

b. Failles ayant rejoué à l'ère tertiaire (barbules du côté du regard).

c. Décrochement latéral « Kerforne ».

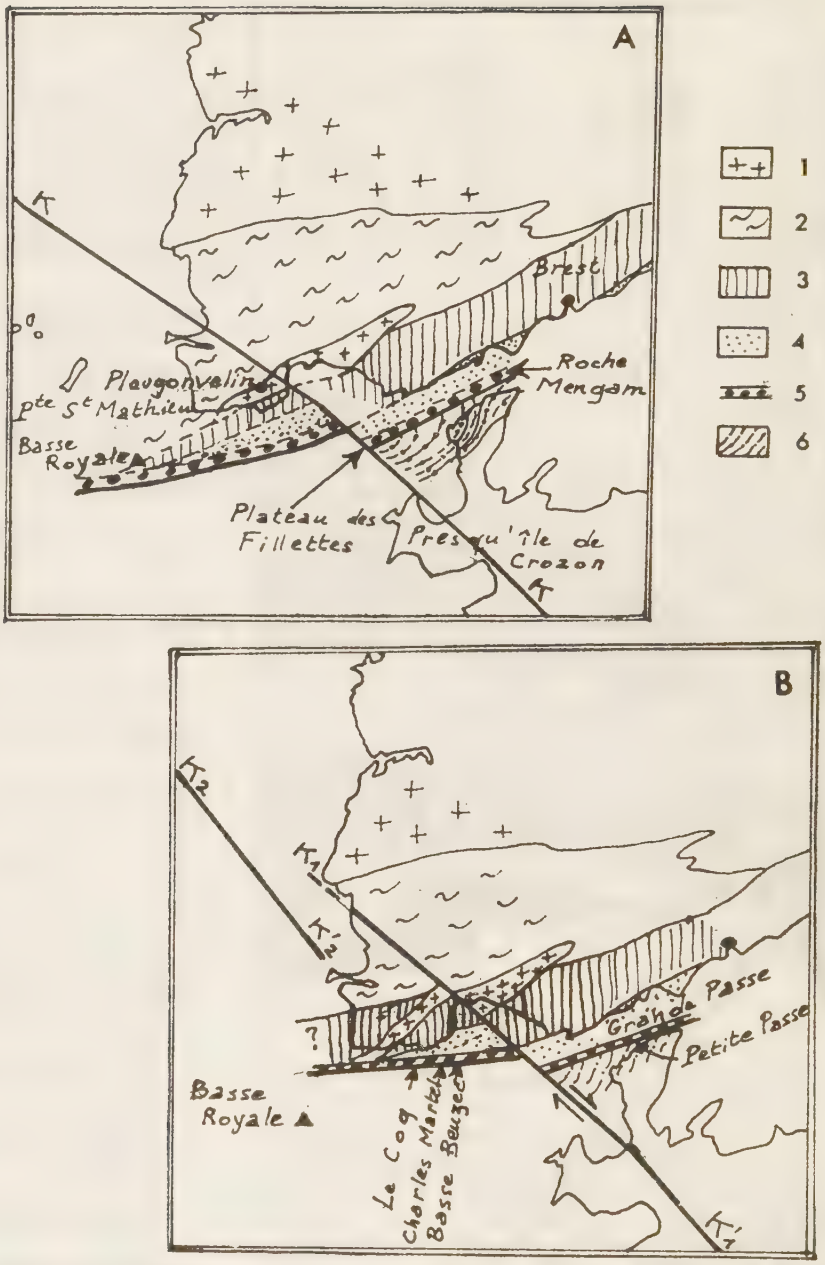


Figure 7. Reconstitution géologique sous-marine à la sortie du Goulet de Brest

A. d'après Collin. B. d'après nous-même.

1. Granite.
2. Micaschistes du Conquet.
3. Divers faciès du complexe « Gneiss de Brest ».
4. Schistes briovériens du sillon de l'Elorn et du Goulet.
5. Quartzites « de la Roche Maurice » (Ordovicien inférieur : Arenig).
6. Schistes dévoniens.

mais vraisemblable. Si elle vient à se confirmer, et si c'est bien le même massif granitique qui se poursuit de la Pointe du Raz à la Chimère, il serait affecté d'une virgation vers le Sud-Ouest à son extrémité ; de la même façon l'axe du massif granitique de Pont-l'Abbé s'infléchit vers le Sud-Ouest dans la région de la Pointe de Penmarc'h.

Très étroite, cette bande de granite est bordée au Sud par un vaste affleurement schisteux. Dès 1948, *Guilcher* soupçonnait la présence de cet affleurement sous-marin au Sud de Sein, seul capable d'expliquer la présence des nombreux schistes bleus plus ou moins métamorphiques dans les cordons de galets exposés au Sud. Effectivement nous avons dragué ces mêmes schistes en 11 stations, et nous pensons les avoir accrochés au moins trois fois en place. On se trouve là sur le rebord septentrional du synclinorium de micaschistes de la Baie d'Audierne (voir la coupe de *Cogné,* 1961, p. 36) qui doit se continuer vers le large en s'approfondissant, si bien que, par-dessus les micaschistes qui seuls affleurent sur le continent, on trouve, en mer, des schistes de moins en moins métamorphiques vers l'Ouest.

c. *Au centre de l'Iroise,* la reconstitution de la géologie sous-marine est beaucoup plus délicate, et nous avons dû laisser bien des espaces en blanc.

Les seules confirmations que nous sommes en mesure d'apporter concernent les alignements de « basses » qui prolongent si régulièrement les diverses pointes de la Presqu'île de Crozon : comme on pouvait s'y attendre, elles sont constituées des mêmes roches que les pointes elles-mêmes. Encore fallait-il le vérifier ; c'est chose faite.

La Vandrée est en grès armoricain comme la Pointe du Toulinguet (plongée du 6 juillet 1967).

La Pointe de Pen Hir et les Tas de Pois, qui sont également du grès armoricain, se prolongent bien, par la Basse du Lys (plongée du 10 juillet 1966) et celle du Laborieux (plongée du 5 juillet 1967), jusqu'à huit milles au large.

Par contre les grès armoricains du Cap de la Chèvre n'enferment pas tout-à-fait le Briovérien de la Baie de Douarnenez, car la Basse Jaune (plongée du 4 juillet 1967), bien que située exactement dans le prolongement des hauts-fonds qui continuent le Cap de la Chèvre sous la mer, n'est pas faite de grès armoricain, mais d'une roche

grenue qui doit se rattacher à la formation grano-dioritique de la Pointe du Van (1).

En dehors de ces « basses » où les plongées de vérification ont été sinon faciles, du moins réalisables, nous n'avons que des renseignements fragmentaires ; la seule chose apparente, c'est l'abondance des schistes de diverses espèces sur le grand platier rocheux dénudé situé au sud-ouest de la Presqu'île de Crozon. Les liaisons que nous avons figurées en pointillé avec les formations siluriennes et dévoniennes qui affleurent sur le littoral entre la Pointe de Dinan et le Cap de la Chèvre sont là purement hypothétiques.

B — *LA COUVERTURE* de roches sédimentaires plus récentes, mésozoïques ou cénozoïques, est, en Iroise, presque totalement absente, au point que nous avons longtemps désespéré d'en découvrir la plus petite trace. Ce n'est qu'aux confins ouest et nord-ouest de notre domaine d'étude, et plus particulièrement dans la zone de la Fosse d'Ouessant, que le socle disparaît sous une telle couverture.

Nos apports personnels concernant cette couverture se réduisent à peu de chose, car le seul outil dont nous avons disposé, la drague, est bien peu apte, on l'a dit plus haut, à réussir des prélèvements géologiques. En effet, si la chose est encore possible sur les petits fonds, où l'on peut, avec un long câble, tracter la drague presque horizontalement et arracher ainsi la roche, ce n'est plus réalisable sur les fonds importants, entre 100 et 200 mètres, faute d'une longueur suffisante de câble, et surtout de force motrice. Cependant nous avons par deux fois accroché la craie en place au Nord de la Fosse d'Ouessant. Et notre dernière mission sur la *Pélagia,* à la limite extrême de notre zone d'étude, nous a permis de récolter des fragments de calcaire lutétien (Echantillons P 16 et P 18) (1).

---

(1) M. Michel *Barrière*, géologue à la Faculté des Sciences de Brest, qui étudie le Cap Sizun, a bien voulu examiner notre échantillon de la Basse Jaune. Voici sa description et ses conclusions :

« Faciès pétrographique : Leucogranite (granite à mica blanc) avec quartz, feldspath alcalin, plagioclase, muscovite, un peu de biotite ; roche légèrement orientée par contraintes. Signification géologique : Faciès de bordure évolué de la granodiorite de la Pointe du Van, cette granodiorite étant elle-même orientée (il s'agit d'une roche probablement antécambrienne, mise en place dans le Briovérien et évoluée sur ses bordures ainsi qu'à ses sommets).»

(1) Nous remercions chaleureusement M. *Bignot,* du Laboratoire de micropaléontologie de la Sorbonne, qui a bien voulu identifier ces deux échantillons. La présence, notamment, parmi les Foraminifères, de Miliola pseudosaxorum, Linderina, cf. brugesi, Asterodiscus sp. et Kathina sp. Bignot, est significative.

Cela confirme les résultats des recherches menées récemment avec des moyens différents (carottages de roche et sondages « Sparker ») par des équipes anglaises et tout dernièrement par *Boillot :*

La carte de *Curry, Martini, Smith* et *Whittard* (1962) réalisée à petite échelle, fait passer approximativement la limite du Crétacé de la Manche à la hauteur de la Fosse d'Ouessant.

Les recherches de *Boillot* et *Horn* (1966) semblent démontrer que la couverture s'avance jusqu'au Sud de la Fosse, à peu près à mi-distance entre la Fosse et Ouessant, les sondages Sparker permettant de localiser la limite du socle à peu près à l'isobathe — 100 mètres. Cette avancée n'est pourtant pas constituée par du Crétacé, mais par du calcaire d'âge lutétien, transgressif à la fois sur le Crétacé et sur le socle, comme cela a été mis en évidence par *Boillot* (1964) au Nord de Roscoff. La couverture crétacée, à l'Ouest de la Fosse, est affectée par des accidents tectoniques, notamment un anticlinal à grand rayon de courbure (*Barthe, Boillot* et *Deloffre* 1967). Par-dessus le Lutétien, des calcaires miocènes ont également été carottés (*Andreieff, Boillot, Buge* et *Gennesseaux,* 1969).

Toutes ces données récentes concernant la couverture ont été reportées sur notre carte ; il n'empêche qu'il s'agit là de faits marginaux, et que dans l'ensemble les fonds de l'Iroise correspondent au socle armoricain, sans autre couverture que celle des sédiments actuels ou très récents ; ce socle présente toutes les complications de structure qu'on a décrites à terre, et qui doivent se poursuivre en mer sans qu'on puisse les dessiner avec précision. Malgré ses incertitudes, la carte géologique que nous avons établie nous paraît de nature à faciliter l'explication d'une grande partie du relief sous-marin. Nous devrons nous y référer constamment au cours du chapitre suivant.

CHAPITRE III

LE RELIEF SOUS-MARIN

L'examen simultané de la carte bathymétrique et de la carte géologique que nous avons présentées dans les deux chapitres précédents permet de déceler, tout au moins en ce qui concerne les parties les plus proches du rivage, des formes de relief qui sont en rapport étroit avec la structure géologique.

En règle générale, les hauts-fonds correspondent à des roches dures, sauf les bancs de sable et autres dunes hydrauliques que nous avons déjà mentionnés et qui sont très reconnaissables à l'aspect particulier qu'ils prennent sur les fathogrammes.

Inversement la plupart des formes sous-marines en creux paraissent adaptées, soit à des bandes de roches plus tendres, soit à des zones de fractures.

Si la mise en saillie des reliefs de roche dure pouvait à la rigueur être mise sur le compte d'un système d'érosion marine (littorale, ou même sous-marine), l'étude des formes en creux montre qu'il s'agit d'un véritable réseau de vallées, parfaitement hiérarchisées, et qui n'ont pu se creuser qu'en dehors du domaine marin. L'ensemble du relief, hormis bien entendu les bancs de sable, est donc attribuable à une érosion de type continental ; il présente toutes les apparences d'un paysage terrestre englouti sous les eaux.

I — LES HAUTS-FONDS ROCHEUX : CRETES APPALACHIENNES ET ABRUPTS DE FAILLES IMMERGES

Les formes sous-marines dont l'interprétation nous semble la moins contestable sont les hauts-fonds rocheux. La plupart corres-

pondent à des affleurements de roches dures situés dans le prolongement exact des crêtes appalachiennes du continent. Nous avons vu que ces reliefs sont de deux types : certains sont de simples crêtes appalachiennes, c'est-à-dire dégagées dans des bandes de roches plus résistantes par un effet d'érosion différentielle à partir d'une surface d'érosion tronquant les sommets à la même altitude. Mais cette surface, d'âge éocène, a subi ensuite des déformations, si bien que de nombreux accidents sont dus aussi à la tectonique, et que le relief breton est loin de constituer un type parfait de relief appalachien « pur ». Ceci rappelé, il se trouve que ce « relief appalachien compliqué de failles » qui existe sur le continent voisin se continue incontestablement sous la mer avec le même style.

Les hauts-fonds rocheux de l'Iroise sont alignés en bandes, en lanières, ce qui est caractéristique du style appalachien. Ces lanières portent le nom imagé de « Chaussées ». Les deux plus importantes sont la Chaussée de Sein et la Chaussée des Pierres Noires. Le même terme s'applique à des alignements moins considérables : Chaussée des Pierres Vertes, Chaussée de la Vandrée, ou encore Chaussée du Cap de la Chèvre.

La *Chaussée des Pierres Noires* constitue la limite méridionale du Plateau de Molène. Affleurant presque au ras de l'eau à son extrémité orientale, en face de la Pointe Saint-Mathieu, elle s'enfonce ensuite progressivement vers l'Ouest ; elle a 10 mètres de profondeur moyenne et 2 kilomètres de large au voisinage de la tourelle des Pierres Noires, 30 à 40 mètres par le travers de la bouée occidentale, où sa largeur ne dépasse guère 1 kilomètre ; plus à l'Ouest encore, une longue dune hydraulique que nous aurons à décrire par la suite s'étend exactement dans le prolongement de la Chaussée des Pierres Noires et l'on peut se demander si elle n'est pas posée sur ce même soubassement rocheux.

Bien soudée au Plateau de Molène à la hauteur de l'île de Béniguet, la Chaussée des Pierres Noires en est nettement séparée à l'Ouest, par une large vallée sous-marine aux versants évasés. Sa limite nord est donc en pente modérée. Du côté sud au contraire, les Pierres Noires se terminent par un abrupt rectiligne, d'un commandement moyen d'une quarantaine de mètres, au-dessus des fonds calmes de l'Iroise centrale.

Située dans le prolongement de la Pointe Saint-Mathieu, la Chaussée des Pierres Noires semblerait, apparemment, consti-

tuée de la même roche que cette dernière. Sur la carte géologique de *Barrois,* la Pointe Saint-Mathieu, ainsi que les îlots qui jalonnent les Pierres Noires, sont représentés comme des micaschistes du Conquet. Nous avons exposé plus haut les raisons pour lesquelles nous pensons, à l'instar de *Chauris,* que c'est là une erreur d'interprétation et qu'il faut rattacher la Pointe Saint-Mathieu à la formation dite des « gneiss de Brest », eux-mêmes relayés, sur la Chaussée des Pierres Noires, par un affleurement granitique récemment découvert. La conservation de la Chaussée des Pierres Noires s'explique mieux ainsi, isolée qu'elle est entre deux bandes de roches plus tendres ; la bande de micaschistes du Conquet, un peu moins résistants que les granites et les gneiss, s'est trouvée dégagée par un cours d'eau ; la définition morphologique du talus rectiligne qui limite la Chaussée au Sud est plus délicate : s'il s'avère que le sillon de schistes briovériens de l'Elorn se poursuit vers le large, ce pourrait être là, tout comme le versant nord, un simple talus d'érosion différentielle, et la Chaussée des Pierres Noires constituerait une crête appalachienne au sens étroit de ce mot. En fait, nous n'avons aucune preuve que le Briovérien se continue jusque-là. D'autre part nous verrons plus loin que dans sa partie inférieure, et en particulier dans le Goulet de Brest, la vallée de l'Elorn ne constitue plus un simple sillon appalachien, mais une zone effondrée. C'est pourquoi nous interprétons le talus au sud de la Chaussée des Pierres Noires comme un *abrupt de faille* qui se poursuit jusqu'à l'Anse de Bertheaume et au-delà, expliquant le tracé rectiligne de la côte au Sud de Saint-Mathieu et son importante dénivellation. Cette faille nous semble consécutive au basculement d'ensemble du Léon (et du Plateau de Molène qui lui est étroitement soudé) vers le nord, basculement dont nous avons déjà fait état et qui est postérieur à la pénéplanation éocène. L'emplacement exact de la ligne de faille est assez difficile à localiser sous la mer, l'escarpement ayant pu reculer considérablement depuis le jeu (ou rejeu) de cette faille au cours de l'ère tertiaire.

La Chaussée de Sein (fig. 8) se présente comme le symétrique presque parfait des Pierres Noires par rapport à l'axe de l'Iroise. Comme ces dernières, elle s'abaisse vers l'Ouest en même temps que sa largeur diminue : 4 kilomètres à la hauteur de l'île de Sein, 1 km seulement dans l'Ouest de la Basse Froide, moins encore au travers des éléments épars qui constituent le Banc de la Chimère. La Chaussée est limitée au Nord par un abrupt rectiligne de 50 mètres de commandement, tandis que son rebord méridional, orienté ONO-ESE, est nettement moins vigoureux, ne présentant

que 25 mètres de dénivellation à l'Est, 40 à l'Ouest. Cela revient à dire que la Baie d'Audierne, le long d'un méridien donné, est un peu moins profonde que l'Iroise. Les coupes à travers le Banc de la Chimère (fig. 8) établies d'après des photographies de sondages qui ont été publiées ailleurs ((*Hinschberger, Saint-Requier* et *Toulemont*, 1967) accusent la même dissymétrie : pente forte sur leur bordure nord, contrastant avec la pente plus modérée au Sud.

L'abrupt nord de la Chaussée de Sein, bien plus net encore que celui au Sud des Pierres Noires, a été interprété par *Guilcher* (148, p. 360) comme un abrupt de faille. Il est logique en effet, si l'on considère l'alignement Cap-Sizun - Chaussée de Sein - Chimère

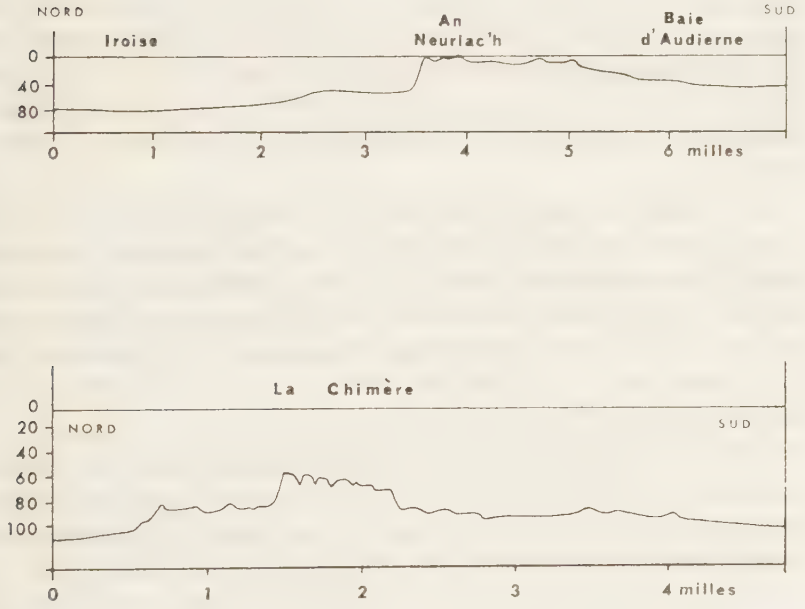


Figure 8. Coupes à travers la Chaussée de Sein et le Banc de la Chimère

La coupe sur la Chaussée est faite suivant le méridien 4° 57' W, la seconde suivant le méridien 5° 14' W. On observera :

1°) la dissymétrie de la Chaussée de Sein, bloc basculé vers le Sud se terminant par un abrupt vers le Nord. Le haut-fond de la Chimère présente exactement la même dissymétrie.

2°) la différence de profondeur entre l'Iroise et la Baie d'Audierne.

3°) l'existence d'un replat au pied nord de la Chaussée, vers la profondeur 55 mètres.

comme un même ensemble qui, après la pénéplanation éocène, s'est trouvé basculé vers le Sud, que ce bloc soit limité, vers le Nord, par un abrupt de faille relativement frais, puisque d'âge post-éocène. Ici comme aux Pierre Noires, l'emplacement exact de la ligne de faille est difficile à déterminer. Elle longe les falaises du Cap Sizun sous les eaux de la Baie de Douarnenez, à une certaine distance semble-t-il, puisque la Basse Jaune est encore dans la granodiorite dont la côte est elle-même formée. Elle sépare la granodiorite des schistes briovériens de la Baie. Sur cette côte du Cap Sizun, tout comme à propos de la côte au Sud de Saint-Mathieu, on pourrait avancer que la seule érosion différentielle suffit à expliquer la mise en saillie du relief ; mais le basculement d'ensemble du Cap Sizun, et aussi l'existence de la faille de Locronan qui dénivelle le granite d'avec les schistes du Porzay et qui est dans le prolongement de la côte nord du Cap (à 3 kilomètres près... mais ceci correspond au rejet du décrochement Kerforne), rendent très plausible la présence d'une faille le long des falaises nord du Cap Sizun, et font de celles-ci un escarpement composite, à la fois crête appalachienne et abrupt de faille, le tout modelé en falaises par l'érosion littorale.

Par contre il n'est pas nécessaire d'invoquer une faille pour expliquer le talus qui limite la Chaussée au Sud, en pente beaucoup moins marquée que celui du nord ; *Guilcher* l'interprète comme un simple talus d'érosion différentielle au contact du granite et des schistes et micaschistes de la Baie d'Audierne ; il se poursuit jusqu'au continent, et se retrouve à ciel ouvert entre la Pointe de Souch et Plozevet.

En résumé, on peut définir l'Iroise comme un large graben, effondré au cours de l'ère tertiaire entre les deux môles du Plateau de Molène et de la Chaussée de Sein, relevés quant à eux et basculés en sens inverses, le premier vers le Nord, le second vers le Sud.

Cela permet de comprendre pourquoi, au centre de l'Iroise, les seuls lambeaux de relief qui font saillie, les alignements de basses prolongeant la Presqu'île de Crozon, sont si étroits et si discontinus : ce sont des débris de crêtes appalachiennes, effondrées.

Cet effondrement, et l'invasion marine qui en est résultée sont difficiles à dater ; ils ne sont pourtant pas si anciens que toute trace d'érosion continentale ait disparu sous les flots. Bien au contraire, il existe, entre les hauts-fonds rocheux, un luxe de formes en creux aisément identifiables : ce sont des vallées dont l'ensemble constitue un réseau hydrographique remarquablement ordonné.

II — LES VALLEES SOUS-MARINES

Nous avons déjà eu l'occasion de les décrire dans deux articles (*Hinschberger* et *Corlay,* 1967, *Hinschberger* et *Pauvret,* 1968). Nous n'allons pas revenir en détail sur ces descriptions, auxquelles un examen attentif de la carte h.t.1 et de la fig. 10 pourra suppléer. Nous ne ferons pas état non plus pour le moment des sédiments dragués au fond des vallées sous-marines et nous présenterons plus loin l'étude systématique de leurs profils (chapitre V). Ici nous voulons seulement dégager les rapports du réseau hydrographique avec la structure géologique, puis montrer la continuité qui existe entre ce réseau immergé et l'actuel réseau des cours d'eau du Finistère.

A — *LES ELEMENTS DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE IMMERGE*

a) Les vallées sous-marines du *Plateau de Molène* sont les mieux dessinées.

Au large de l'*Aber Ildut,* la vallée sous-marine à laquelle nous avons donné ce même nom se suit facilement, vers l'Ouest, jusqu'à — 70 mètres. Ensuite elle donne l'impression de tourner à angle droit vers le Nord, mais c'est peut-être une illusion, due à la présence du relief postiche du banc de sable du Four, lequel peut avoir colmaté le talweg à cet emplacement.

La vallée de la Helle, remarquable par son tracé tout-à-fait rectiligne suivant la direction SE-NO, correspond à peu près au chenal de navigation ainsi nommé, du nom d'un gros rocher qui affleure en bordure du Plateau de Molène, sur un éperon presque détaché de ce Plateau. Elle est bien dessinée jusqu'à la profondeur de 90 mètres. Elle reçoit de courts ravins affluents sur sa rive droite, tandis que ses affluents de gauche sont mieux développés.

La vallée des Pierres Noires, dirigée de l'Est à l'Ouest, entre la partie centrale du Plateau de Molène et la Chaussée des Pierres Noires, reçoit un affluent important, sur sa rive droite, au Sud de l'île de Triélen. Elle semble se poursuivre jusqu'aux isobathes — 90 et même — 100 mètres, mais dans cette dernière section son tracé, au milieu d'un champ de sable actuellement modelé par les courants en dunes hydrauliques, est hypothétique.

Le Plateau de Molène apparaît ainsi comme un centre de disper-

sion des eaux, mais avec une dissymétrie marquée : la plus grande partie du Plateau étant drainée vers le Nord. Ceci est conforme à la dissymétrie déjà signalée sur le continent, dans le réseau hydrographique du Léon, et que nous avons attribuée au basculement d'ensemble vers le nord.

Les deux principaux éléments du réseau du Plateau de Molène sont nettement adaptés à la structure hercynienne : la vallée de la Helle est incrustée dans la zone de moindre résistance qui suit la section $K^2K'^2$ du décrochement Kerforne. Nous avons vu que cette explication a été avancée par *Collin* dès 1923. C'est en effet la seule explication du tracé parfaitement rectiligne de cette vallée sous-marine.

Quant à la vallée des Pierres Noires, elle nous paraît prolonger assez bien la ria du Conquet, et elle doit se trouver adaptée, comme cette dernière, aux conditions lithologiques : c'est un sillon appalachien dégagé dans les micaschistes du Conquet entre les gneiss granulitiques de Ploumoguer, au Nord, et les granites qui constituent la Chaussée des Pierres Noires, au Sud.

b) Au large du Plateau de Molène, le *môle d'Ouessant* est le point de départ de petits ravins très courts, en pente rapide, qui rayonnent autour de l'île. Les deux principaux, celui qui s'échappe de la Baie de Lampaul vers le sud-ouest, et celui qui dévale du Stiff vers le nord, sont installés dans le sillon appalachien médian dégagé dans les micaschistes et les schistes séricitiques entre deux bandes de granite.

Le *Fromveur* a dû être suivi par deux cours d'eau, coulant en sens inverses et se partageant le drainage à partir du point le plus élevé de ce seuil, au voisinage de Kéréon (fig. 9). Ce sillon du

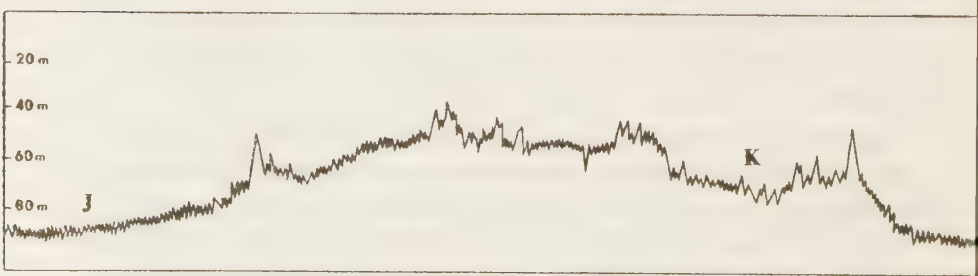


Figure 9. Profil en long du passage du Fromveur
(d'après la photographie d'une bande de sondage du N.O. Thalassa)

Localisation de ce profil : voir l'itinéraire JKL sur la carte bathymétrique (planche hors-texte N° 1)

Fromveur est susceptible de deux interprétations : Ce peut être simplement une «vallée de faille», installée tout comme la vallée de la Helle, dans la zone de moindre résistance correspondant au prolongement du cisaillement *Chauris*. Mais c'est peut-être aussi une « vallée d'angle de faille », en contrebas de l'escarpement de faille tertiaire qui forme la côte sud-est de l'île d'Ouessant. Les deux explications ne s'excluent nullement.

Le *Chenal du Four* n'est en rien comparable au Fromveur. Nous avons vu qu'il s'agit d'un seuil peu profond (—11 mètres) qui a dû servir de partage des eaux entre la vallée de la Helle et le Sud. Peut-être a-t-il été aussi le siège d'une capture (voir ci-après).

c) *La Chaussée de Sein.* beaucoup moins étendue que le Plateau de Molène, n'est pas non plus un centre de dispersion hydrographique comparable. De courts ravins entaillent ses flancs ; les deux plus importants sont situés aux débouchés nord et sud de la Passe d'Ar Men. Un autre, dont l'origine est dans le port même de Sein, se dirige vers le nord-ouest. Beaucoup plus importante est la vallée orientée dans cette même direction et qui suit le *Raz de Sein,* séparant la Chaussée de la Pointe du Raz.

Pour cette vallée du Raz, nous avons repris le tracé de *Guilcher* (1948, p. 360), car nos sondages à travers le Raz sont trop peu nombreux. Pour *Guilcher,* le Raz de Sein correspond à une gouttière tectonique, à un effondrement séparant la Chaussée du Cap Sizun, et la rivière qui s'est installée dans cette gouttière devait prendre sa source assez loin vers le Sud, mordant sur le domaine de la Baie d'Audierne. Cette dissymétrie peut étonner au premier abord, car elle est exactement dans le sens inverse de celle qui affecte les rivières du Cap Sizun, qui sont plus longues vers le Sud, conformément à la pente du bloc basculé. Cette anomalie n'est qu'apparente, puisque la rivière du Raz n'est pas installée sur le bloc basculé, mais dans une gouttière qui l'interrompt ; et comme l'Iroise est plus profonde que la Baie d'Audierne, il n'est pas étonnant que la rivière du Raz, tributaire de l'Iroise, ait réussi à remonter ses sources jusque dans le domaine de la Baie d'Audierne. Cette rivière recevait sur sa droite un court affluent, incrusté dans le sillon appalachien du synclinal stéphanien de la Baie des Trépassés.

d) *En Baie de Douarnenez,* il est malaisé de reconstituer exactement le réseau hydrographique, les formes très régulières des isobathes suggérant un remblaiement sous les graviers et les sables.

Il est cependant certain qu'avant d'être envahie par la mer, cette vaste zone de schistes briovériens tendres, déjà largement excavée, était drainée par plusieurs talwegs, les deux principaux, encore reconnaissables sous le voile des sédiments, se situant l'un dans l'axe même de la Baie, dans le prolongement du ruisseau de Kervigen, l'autre affluent du premier, entre la Pointe de Morgat et les Verrès, c'est-à-dire prolongeant apparemment vers le Sud-Ouest le ruisseau de l'Aber.

Ce qui apparaît nettement sur notre carte, c'est la difficulté que le drain principal a dû rencontrer à la hauteur du Cap de la Chèvre, ou plutôt de la barre rocheuse de grès armoricain qui prolonge ce Cap vers le Sud-Ouest. Le talweg axial de la Baie fait un coude prononcé vers le Sud comme pour contourner cet obstacle. il ne le franchit qu'à son extrémité, entre la Basse Wenn et la Basse Jaune, c'est-à-dire qu'il longe de près, à sa sortie de la Baie, la côte du Cap Sizun.

e) *Dans le vestibule du Goulet de Brest,* et d'une façon générale dans tout le *Nord de l'Iroise*, on éprouve les mêmes difficultés qu'en Baie de Douarnenez à restituer, sous la régularité des isobathes qui témoignent d'un important remblaiement, les axes d'un réseau hydrographique ancien. Pourtant dans la Rade de Brest, les talwegs sous-marins de l'Elorn et de l'Aulne se suivent assez nettement, malgré certaines interruptions comme la « traverse de l'Hôpital ». Dans le Goulet, la vallée sous-marine de l'Elorn s'approfondit brusquement pour atteindre — 57 mètres. Mais le Goulet est une dépression fermée sur laquelle nous reviendrons plus loin. Dès la sortie du Goulet, dans le « vestibule », la sonde remonte à — 30 mètres et il n'est plus possible de fixer avec certitude la talweg d'un ancien cours d'eau.

f) *Dans le Sud de l'Iroise* au contraire, les sédiments sont beaucoup moins épais, discontinus, et par place totalement absents, si bien que de nombreux talwegs sont parfaitement distincts.

Le collecteur principal n'est autre que le talweg axial de la Baie de Douarnenez qui se continue le long de la Chaussée de Sein jusqu'à la profondeur de — 90 ou même — 100 mètres, soit en contournant le Haut-Fond d'Ar Men par le Nord (si par hasard ce haut-fond de sable masquait une barre rocheuse préexistante), soit en poursuivant sa route vers l'Ouest (si, comme c'est plus vraisemblable, le Haut-Fond d'Ar Men est dans toute sa masse une accumulation sableuse ayant remblayé le talweg après l'invasion marine).

Cette vallée principale recevait sur sa gauche l'affluent du Raz de Sein et les courts ravins suspendus qui dévalent l'abrupt de la Chaussée. Sur sa droite, s'embranchent toute une série de vallons parallèles, d'allure rectiligne, qui à notre avis doivent être installés dans les bandes de schistes excavés entre les barres de grès armoricain qui prolongent les pointes de la Presqu'île de Crozon. Nous avons désigné les deux principaux de ces vallons du nom des ruisseaux qui semblent leur correspondre sur le littoral : la « vallée de Kerloc'h » prolonge le ruisseau de ce nom devant l'Anse de Dinan, et la « vallée de Lostmarc'h » continue le minuscule ruisseau de Lostmarc'h, au Sud de la Pointe du même nom.

B — *LA CONTINUITE DU RESEAU HYDROGRAPHIQUE IMMERGE ET DU RESEAU ACTUEL* à l'air libre est remarquable. Et la mise en place du réseau sous-marin ne peut s'expliquer que si l'on connaît l'évolution du réseau sur le continent voisin.

Celle-ci a fait l'objet d'études détaillées dont certaines déjà anciennes (*De Martonne,* 1906, *Musset,* 1923, 1928, 1934) ont été quelque peu révisées dans des travaux plus récents (*Guilcher.* 1937, 1948, *Guilcher, Ters et Bonnet,* 1961).

Le premier fait important, c'est que le basculement des môles du Léon, vers le Nord, et du Cap Sizun, vers le Sud, entraîne la dissymétrie des réseaux de ces deux régions et le fait qu'une grande partie de leurs eaux sont perdues pour l'Iroise, celles du Léon étant détournées vers la Manche, par les grands abers du Nord, celles du Cap s'écoulant surtout vers la Baie d'Audierne.

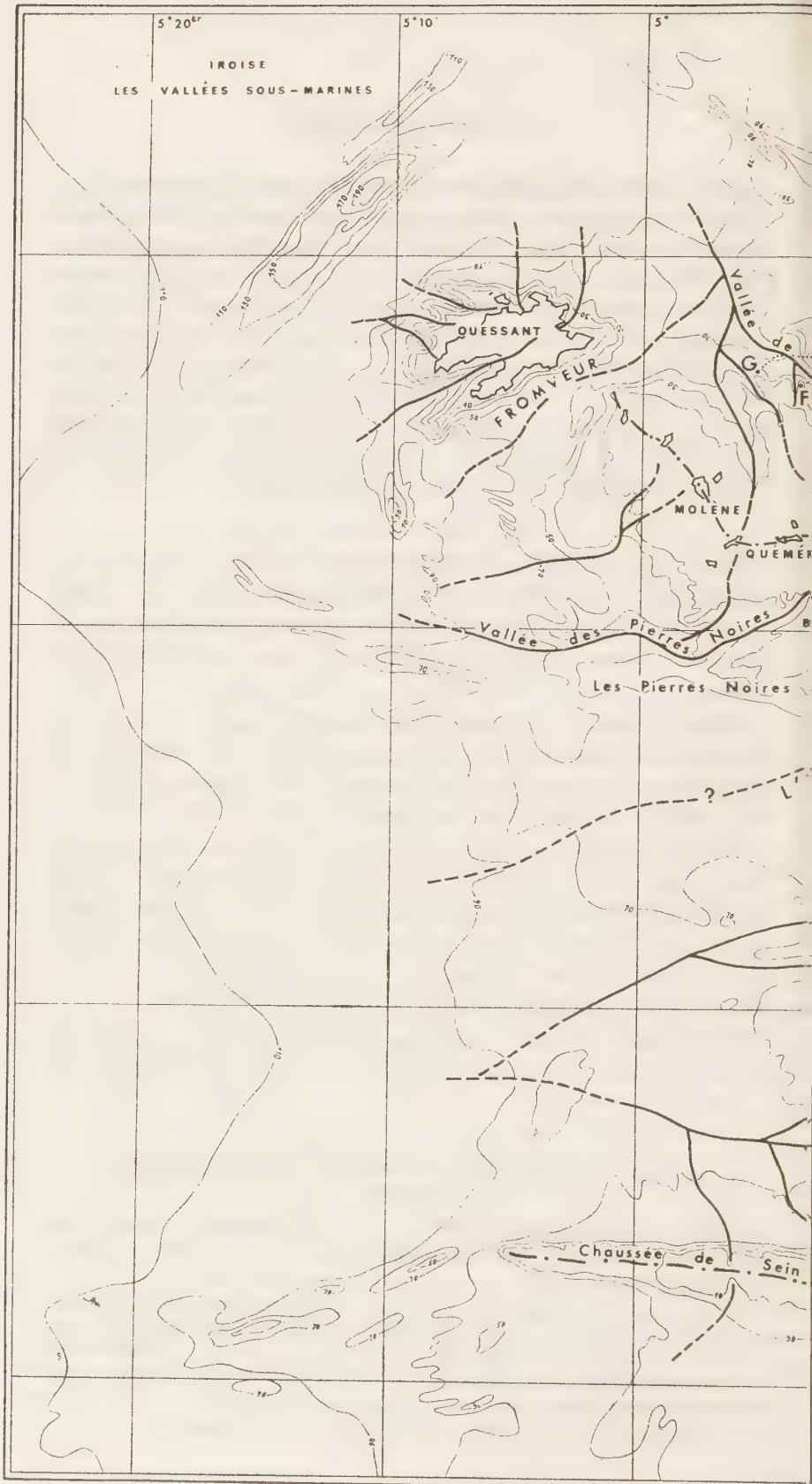
Une autre dissymétrie fondamentale dont nous n'avons pas encore fait état, c'est celle qui affecte les deux bassins hydrogra-

Figure 10. Continuité du réseau terrestre et du réseau hydrographique immergé

En tireté les tracés les plus hypothétiques. Les reconstitutions d'anciens tracés sur le continent (Kerloc'h-Daoulas, Lostmarc'h-Aber-Doufine) sont empruntés à MUSSET et GUILCHER.

En trait mixte les lignes de partage des eaux, au Nord entre la Manche et l'Iroise, au Sud entre l'Iroise et le Golfe de Gascogne. Remarquer comme ces limites sont décalées, la première vers le Sud du Léon, par suite du basculement du Léon vers le Nord, la seconde vers le Nord du Cap Sizun, par suite de son basculement vers le Sud.

En pointillé fin le tracé des coupes se reportant à la figure 15.


5°20' Er
5°10'
5°
IROISE
LES VALLÉES SOUS-MARINES
OUESSANT
FROMVEUR
Vallée de
MOLÈNE
QUEMÉ
Vallée des Pierres Noires
Les Pierres Noires
?
Chaussée de Sein

4°40'
Aber Vrac'h
4°30'
4°20'
Aber Benoit
48°30'
Aberildut
SAINT RENAN
L'Elorn
BREST
Le Conquet
Anse de Bertheaume
Goulet de Brest
R. de DAOULAS
48°20'
Kerloc'h
Doufine
L'Aber
MORGAT
Vallée de Kerloc'h
Vallée de Lostmarc'h
48°10'
Vallée de Kervigen
Goyen
0 2 4 6 8 10Km
48°
SEIN
CARTO — Inst de Géographie Caen

phiques tributaires de la Baie de Douarnenez et de la Rade de Brest. La première, pourtant plus étendue que la seconde, ne reçoit que des ruisseaux indigents, le ruisseau de Kervigen et celui de l'Aber, tandis que la Rade de Brest concentre une grande partie des eaux du centre-Finistère par les deux grandes rivières de l'Aulne et de l'Elorn.

Il n'en a pas toujours été ainsi ; pour *Musset* (1934), la répartition des eaux entre la Rade et la Baie a dû être plus équilibrée, ceci avant même que n'existent la Rade et la Baie, c'est-à-dire avant qu'elles ne soient envahies par la mer. Sur la pénéplaine éocène déformée par les premiers mouvements tertiaires, et qui culminait aux Monts d'Arrée, s'est installé un réseau hydrographique rayonnant. Les éléments de ce réseau qui nous intéressent et que *Guilcher* (1948) admet après discussion sont les suivants :

— au Sud de la Baie de Douarnenez, l'actuelle rivière du Ris empruntait quelque temps les cours du Steir puis de l'Odet supérieur ;

— au centre du Porzay, le ruisseau de Kervigen était beaucoup plus long qu'aujourd'hui ; il prenait sa source au pied des Monts d'Arrée, puis par le ruisseau de Lesvreac'h, aujourd'hui affluent de l'Aulne, et par la vallée du ruisseau du Duc, qui dépend maintenant du Steir, il rejoignait son cours actuel à travers le Porzay ;

— au Nord de la Baie de Douarnenez, arrivait un autre cours d'eau important ; issu lui aussi de l'Arrée, il suivait les cours actuels de la Doufine, de l'Aber et, à travers ce qui est aujourd'hui le Cap de la Chèvre, la dépression de Morgat — Lostmarc'h ;

— enfin le Nord de la Presqu'île de Crozon était drainé par une série de chenaux parallèles, orientés dans les bandes de schistes nord est — sud ouest, et en continuité avec les vallons qui hachent la presqu'île de Plougastel. L'une de ces rivières, la plus importante, suivait l'actuelle section amont de l'Elorn, puis la rivière de Daoulas, enfin le cours du ruisseau de Kerloc'h. Cet important organisme recevait encore, sur sa gauche, deux affluents : la rivière de l'Hôpital et la rivière du Faou.

Tout ce réseau primitif aurait été désorganisé par une série de captures consécutives à des mouvements tectoniques tardi-tertiaires, le principal étant un *rejeu de la faille de l'Elorn inférieur et du Goulet.* En fin d'évolution, l'Elorn finissait par soutirer à lui, à la hauteur de la future Rade de Brest, la plus grande partie du drainage du Finistère central.

Cette hypothèse nous paraît particulièrement séduisante, et tout-à-fait apte à expliquer l'ensemble des vallées sous-marines que nous avons décrites, et qui sont incontestablement hors de proportion avec les minuscules ruisseaux (Kervigen, Lostmarc'h, Kerloc'h) qui aboutissent aujourd'hui à la côte en face de ces belles vallées. La largeur de l'Anse de Dinan, l'ampleur de la vallée sous-marine qui lui fait suite, s'expliquent bien si l'on imagine un ruisseau de Kerloc'h prolongé jusqu'à l'Elorn supérieur... De même la dépression Morgat — Lostmarc'h, à travers le Cap de la Chèvre, et plus encore la longue vallée sous-marine qui la continue, sont inexplicables dans l'état actuel du drainage. En ce qui concerne ce cours d'eau Doufine-Aber-Lostmarc'h, on peut supposer que son tronçonnement entre l'Aber et Morgat s'est fait par capture à la hauteur de l'actuelle Anse de Morgat par un affluent du ruisseau de Kervigen remontant sa source vers le Nord, ceci d'autant plus facilement que la faille Kerforne, qui présente ici encore un rejet horizontal de 3 kilomètres, cisaillait la barre de grès armoricain formant, du Menez Hom au Cap de la Chèvre, la séparation entre les deux bassins. Ou bien le tronçonnement serait un phénomène plus tardif, dû à l'érosion littorale. *Guilcher* (1948, p. 218-219) pense que l'Anse de Morgat est attribuable « à la collaboration des érosions, continentale et marine », la mer ayant achevé, en élargissant l'Anse, ce qu'une capture avait commencé avant qu'elle n'entre en scène.

Cet abandon du drainage de la partie sud de l'Iroise au profit du Nord doit permettre aussi *d'expliquer les différences d'aspect de la topographie* sous-marine : *le dessin des talwegs a été bien conservé dans le Sud* où la sédimentation terrigène est faible, faute de grands organismes fluviaux arrivant à la côte dans ce secteur ; seule une épaisse sédimentation d'origine marine (organogène) peut oblitérer les formes, et nous avons déjà dit que les accumulations sont très localisées. *Au contraire dans le Nord* de l'Iroise, *la charge importante de l'Elorn* (peut-être pas dans les conditions actuelles, mais elle a dû être considérable dans des conditions climatiques plus agressives, lors de certaines régressions quaternaires par exemple) pourrait expliquer le *remblaiement qui masque sa vallée* sous-marine dans le vestibule du Goulet et le long des Pierres Noires, et qui est en grande partie d'origine terrigène, les formes primitives étant ensevelies, ici, sous un important delta. Nous y reviendrons dans notre seconde partie.

L'impérialisme de l'Elorn ne s'est pourtant guère fait sentir sur

sa rive droite, précisément parce que le même mouvement qui abaissait la section de l'Elorn inférieur le long de la faille du Goulet, relevait en même temps le bloc du Léon en le basculant vers le Nord. Tout au plus peut-on signaler quelques captures au profit de l'Elorn ou de la Rade, comme celle qui s'est réalisée sur la haute vallée de Saint Renan par un affluent de la Penfeld à la hauteur de Castel-an-Daol, entre les bourgs de Guilers et de Plouzané (*Guilcher,* 1937). De même, si l'on en croit la reconstitution de *Musset* (mais celle-ci semble assez hasardeuse), un cours d'eau qui suivait la Faille Kerforne sur l'emplacement de l'actuelle Anse de Bertheaume, et qui constituait la partie amont de la rivière du Conquet, aurait vu son drainage s'inverser lors de l'effondrement du Goulet. Cependant le drainage vers le Nord est resté prépondérant dans tout le Léon occidental et sur le Plateau de Molène ; il est même probable que la rivière de la Helle, à la hauteur du Chenal du Four, a capturé celle du Conquet, laquelle devait se poursuivre primitivement vers l'Ouest, par la longue vallée des Pierres Noires.

En résumé, les éléments du réseau hydrographique immergé, là où ils ne sont pas masqués sous des sédiments trop épais, apparaissent en continuité avec ceux du réseau terrestre. Comme eux, ils sont assez nettement adaptés à la structure hercynienne, localisés dans des sillons appalachiens de roches tendres, ou bien le long des zones de moindre résistance qui accompagnent les fractures et les décrochements. Ils ont dû connaître, au fur et à mesure que se produisaient les déformations qui ont affecté la pénéplaine éocène, la même évolution.

Il restera à déterminer, sur les sédiments que nous avons dragués au fond des talwegs sous-marins, si certains d'entre eux présentent les traces d'un façonnement fluviatile et proviennent d'anciennes alluvions restées en place après l'invasion de la mer. Cette question sera évoquée en seconde partie.

Auparavant une étude systématique des profils de ces talwegs, aussi bien longitudinaux que transversaux, permettra de mettre en évidence d'autres faits intéressants (chapitre V).

Cependant nous avons jusqu'ici laissé dans l'ombre certains éléments de la topographie sous-marine qui sont parmi les plus curieux, mais aussi dont l'explication pose de redoutables problèmes : les dépressions fermées. Leur étude fait l'objet du prochain chapitre.

CHAPITRE IV

LES DÉPRESSIONS FERMÉES
LA FOSSE D'OUESSANT

Dans le domaine sous-marin qui est soustrait aux lois du ruissellement que nous connaissons à la surface des continents, l'existence de reliefs inorganisés, chaotiques, pourrait constituer la règle générale, et la présence de dépressions fermées multiples ne devrait pas étonner.

Elles existent en effet à de nombreux exemplaires, mais en petits formats, dans tous les secteurs où la sédimentation a quelque épaisseur. Notre carte bathymétrique à petite échelle, avec une équidistance relativement importante (5 et 10 mètres) ne peut représenter que les plus grandes, localisées surtout dans les champs de dunes hydrauliques.

En dehors des zones ainsi remblayées, les reliefs élaborés dans la roche en place conservent, nous l'avons vu, les traces fort nettes d'une ancienne érosion sub-aérienne, ce qui semblerait prouver que la mer, au moins à ce niveau du plateau continental, est incapable d'user les fonds rocheux.

La présence de vastes dépressions fermées creusées dans la roche en place est d'autant plus énigmatique. Notre domaine en compte deux : le Goulet de Brest et la Fosse d'Ouessant.

A vrai dire, notre terrain d'études s'arrêtant exactement à la hauteur d'une ligne qui joint la Pointe du Grand Minou à la Pointe des Capucins, la plus grande partie du Goulet en est exclue (1).

(1) Le Goulet de Brest a fait l'objet d'un travail de morphologie sous-marine qui porte aussi sur la partie occidentale de la Rade de Brest, mené par *Y. Moign* (1967).

Nous ne ferons donc ici qu'effleurer ce sujet, n'en retenant que ce qui nous semble nécessaire pour comprendre l'agencement des formes voisines. La Fosse d'Ouessant retiendra notre attention bien davantage...

I — LE GOULET DE BREST, VRAIE OU FAUSSE DEPRESSION FERMEE ?

La topographie sous-marine du Goulet révèle deux fosses allongées de profondeur très inégale ; la plus profonde, au Nord, qui correspond à la « Grande Passe » est séparée de celle du Sud, la « Petite Passe », par une ligne de hauts-fonds rocheux qui s'étend de la Roche Mengam au Plateau des Fillettes.

Le profil transversal de la fosse du Nord est nettement dissymétrique (fig. 11) : pente considérable au Nord, atteignant 20 %, pente plus faible sur le versant Sud ; les deux versants peuvent comporter des replats à différents niveaux qui ne correspondent d'ailleurs pas d'une coupe à l'autre.

La carte marine indique dans la grande fosse, une sonde de — 50 mètres, mais *A. Moign* (1964) y a enregistré une profondeur plus importante : — 57 mètres, au Sud-Est de la Pointe du Petit Minou.

La fosse du Sud est moins profonde (23 mètres), et ses versants, en pente variable, ne présentent aucune dissymétrie systématique.

La structure de l'ensemble paraît correspondre au schéma proposé par *Collin* (1921) : la Grande Passe est creusée dans les schistes briovériens de l'Elorn ; l'accident médian serait le prolongement de la bande de quartzites de la Roche Maurice qui jalonne le versant Sud de la basse vallée de l'Elorn. La Petite Passe correspondrait au contact entre ces quartzites et les dalles gédinniennes. Ce contact, pour *Collin,* serait en même temps le miroir de la grande faille de l'Elorn, dite encore faille du Goulet. Dans cette hypothèse, la petite fosse serait donc une vallée de faille, et la grande un sillon appalachien excavé dans les schistes briovériens.

Le point capital, pour nous, c'est que les sondes se relèvent nettement vers la sortie du Goulet, où l'on ne trouve plus, dans l'axe même de la grande fosse, de profondeur plus importante que 33 mètres. Soit une dénivellation de 24 mètres avec le point le plus profond. Comment expliquer cette dépression fermée ?

On pourrait penser à un fossé dû directement au jeu de la « faille du Goulet ». Pourtant, si le tracé proposé par *Collin* est exact, et nous ne voyons pas de raison de le mettre en doute, la

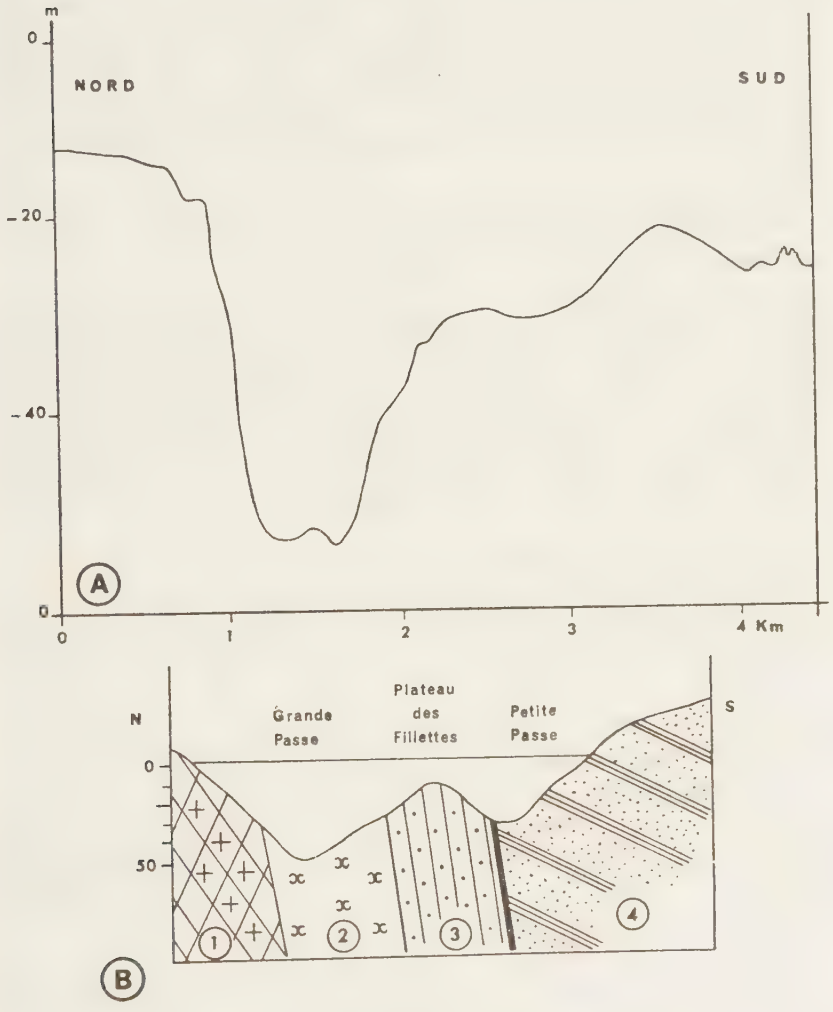


Figure 11. Coupe en travers du Goulet de Brest

A. Profil à la sortie du Goulet ; au Sud de la Pointe du Grand Minou

B. Coupe géologique d'après COLLIN (1923)

1. **Gneiss de Brest**
2. **Schistes briovériens (quartzophyllades de l'Elorn)**
3. **Quartzites de la Roche Maurice (Grès Armoricain)**
4. **Schistes et quartzites de Plougastel (Gédinnien)**

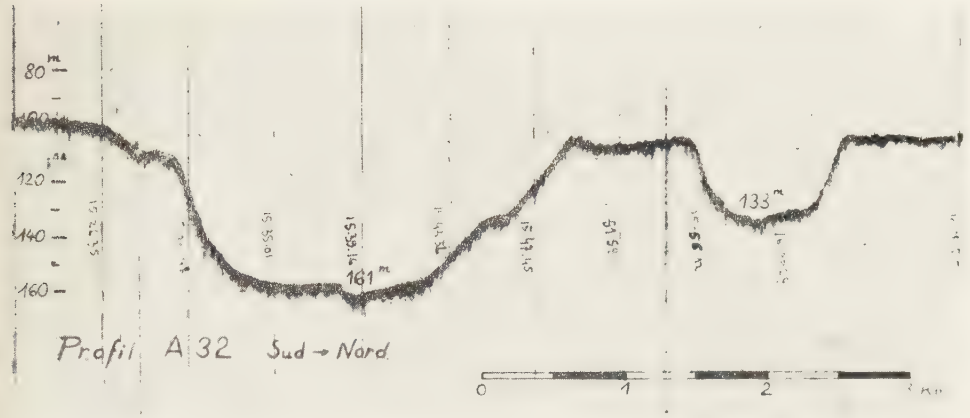
grande fosse se trouve, fâcheusement, du côté du compartiment soulevé ; s'il s'agissait d'un simple fossé tectonique, c'est la petite fosse, immédiatement au pied du Plateau des Fillettes, qui devrait présenter les plus grandes profondeurs... On a pensé aussi à attribuer ce surcreusement à l'action de l'érosion marine ; mais les courants les plus rapides mesurés dans le Goulet (voir chapitre X) n'ont pas une puissance érosive suffisante. Par contre ils peuvent très bien expliquer le fait que la fosse ne soit pas remblayée par les sédiments actuels. Or c'est précisément ce qui s'est produit en aval.

Pour notre part, nous ne pensons pas, en effet, que le Goulet soit une dépression fermée dans la roche en place. Il s'agit d'un tronçon de l'ancienne vallée de l'Elorn, creusé avant l'invasion marine, et dont la mer a remblayé toute la section aval. Cela suppose une épaisseur de sédiments d'au moins 24 mètres dans l'axe du talweg, ce qui n'est pas impensable. Nous avons déjà dit plus haut comment la topographie très régulière du fond sous-marin, dans le vestibule et à travers toute l'Iroise du Nord, nous semblait témoigner d'un important remblaiement.

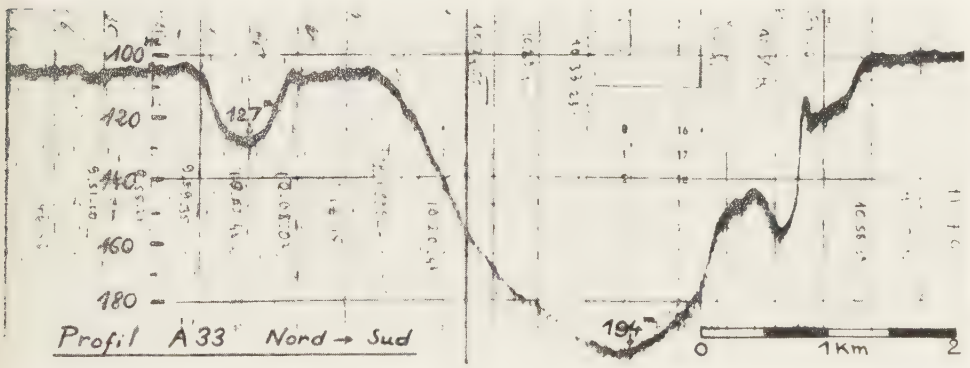
La vérification de cette hypothèse nécessiterait des moyens que nous n'avons pas encore eu à notre disposition, nous voulons parler de sondages dits « pénétrants », par la méthode « Sparker » par exemple. De tels sondages ont été entrepris récemment à l'intérieur de la Rade (*Babin, Didier, Moign* et *Plusquellec,* 1969). Nous avons eu connaissance d'une bande d'essai faite en même temps dans le vestibule du Goulet, à peu près le long de la base de vitesse qui va de la Basse Royale à l'entrée du Goulet (voir Pr. 17). Cette bande ne recoupe malheureusement pas le talweg présumé de l'Elorn prolongé. Telle quelle, elle indique cependant, à son extrémité, sur la pente de la vallée supposée, l'amorce d'un remblaiement de plusieurs mètres.

De tels remblaiements ont déjà été décelés, par ces méthodes de sondage pénétrant, en maint endroit de la plate-forme continentale, par exemple devant l'embouchure de la Loire et de la Vilaine (*Horn, Vanney, Boillot, Bouysse, Leclaire,* 1966) où l'épaisseur des sédiments qui fossilisent les anciennes vallées atteint par place 30 mètres. Il ne nous en faudrait pas tant...

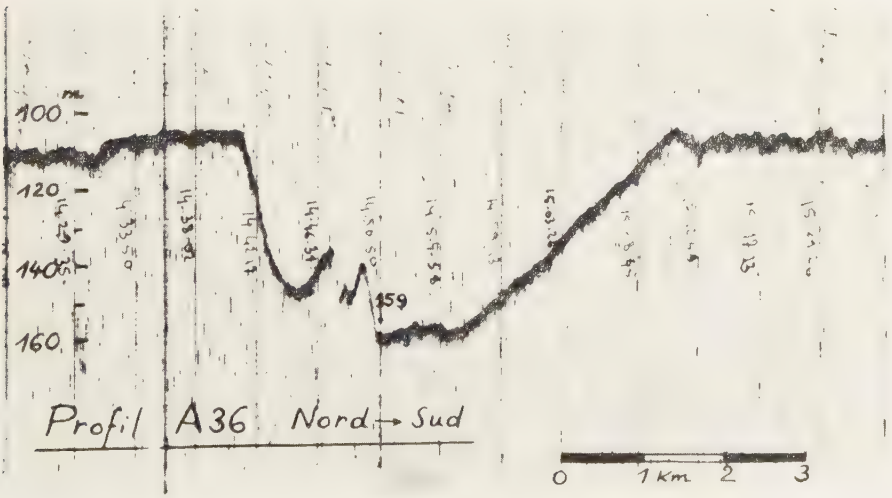
Si la preuve est apportée de cette importante sédimentation en aval, la fosse du Goulet ne devra plus poser de problème. Il en va tout autrement de la Fosse d'Ouessant.



Profil 1



Profil 2

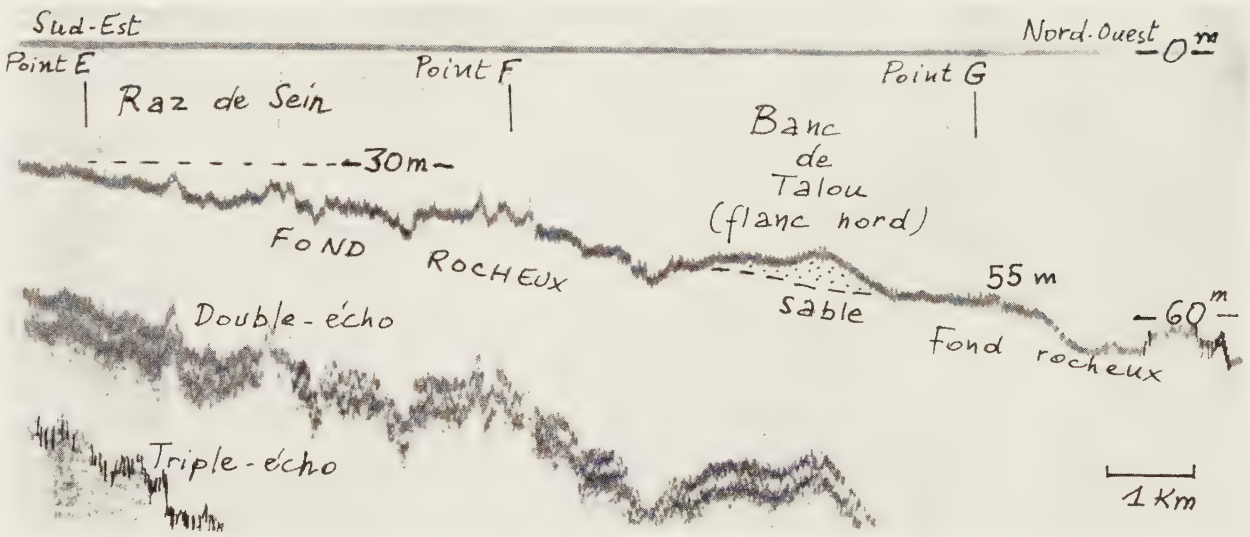


Profil 3

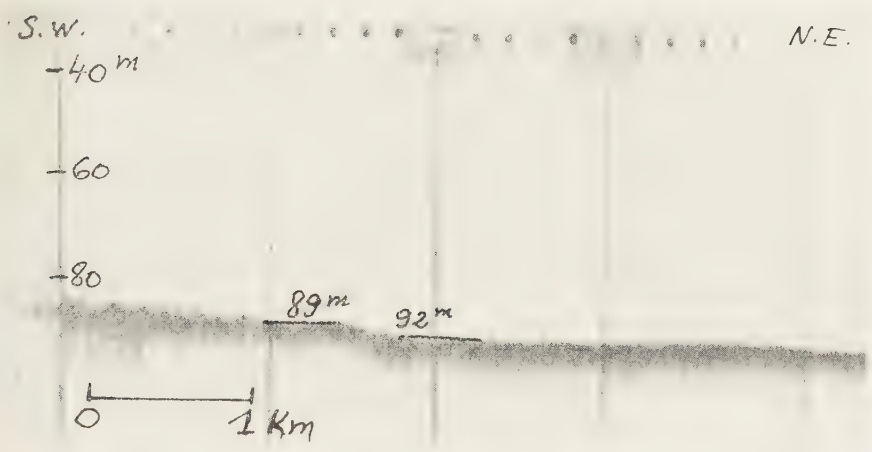
Profils 1, 2 et 3. Profils transversaux de la Fosse d'Ouessant

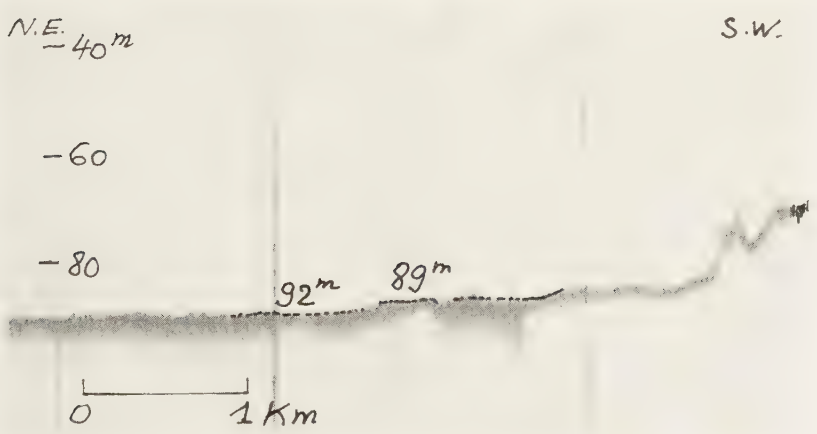
1. Partie nord
2. Partie centrale
3. Partie sud

La localisation des trois profils est figurée sur la planche hors-texte N° 1



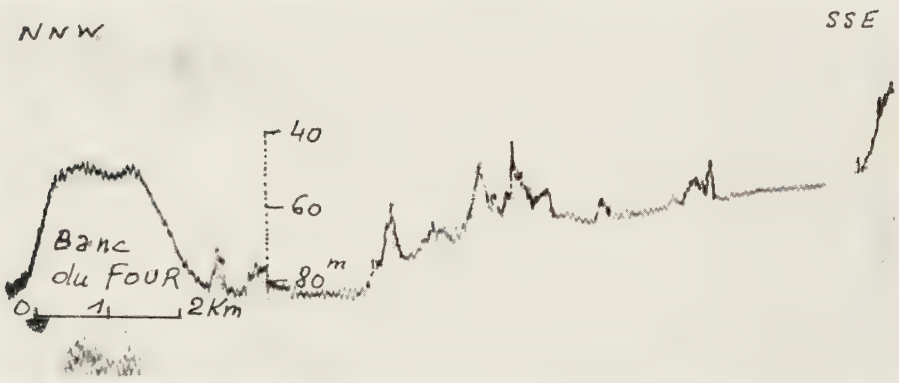
Profil 4. Raz de Sein, banc de Talou et replat rocheux vers — 55 mètres
La ligne horizontale correspond à l'émission de l'ultra-son ; le premier écho correspond au fond de la mer. Remarquer les échos multiples, après réflexion à la surface de la mer



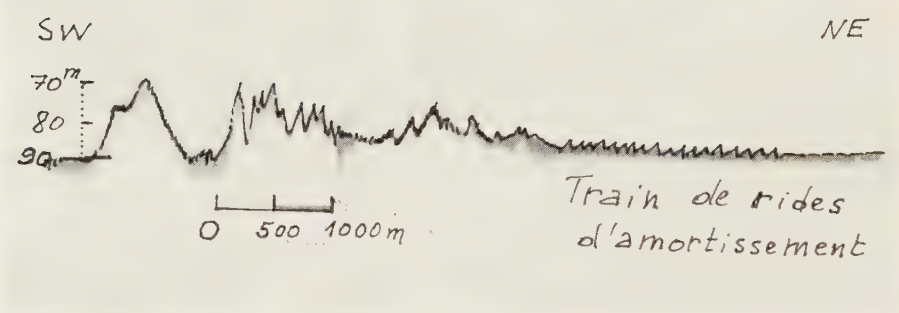


Profil 5 (ci-dessus) et profil 6 (ci-dessous). Replats étagés vers la profondeur de — 90 mètres au Nord d'Ouessant

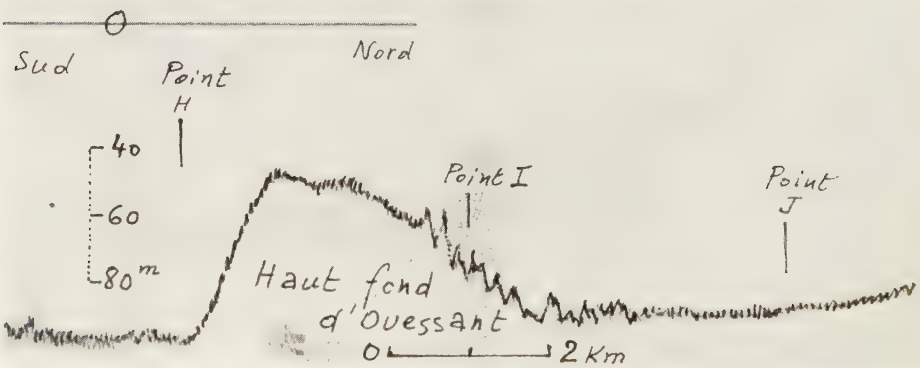
La localisation de ces trois profils est indiquée sur la planche hors-texte N° 1



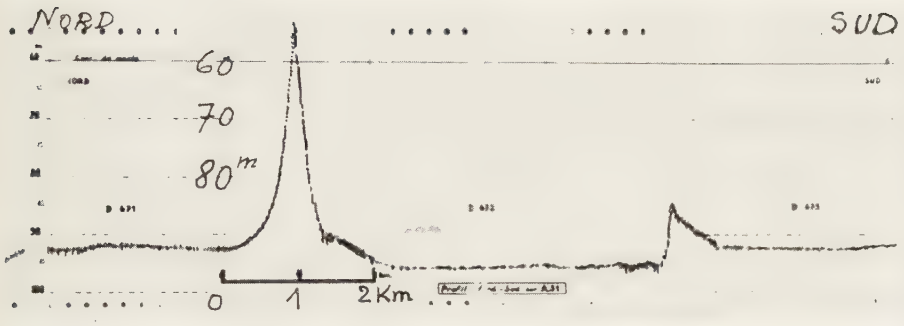
Profil 7. Banc du Four et amorce du Chenal du Four



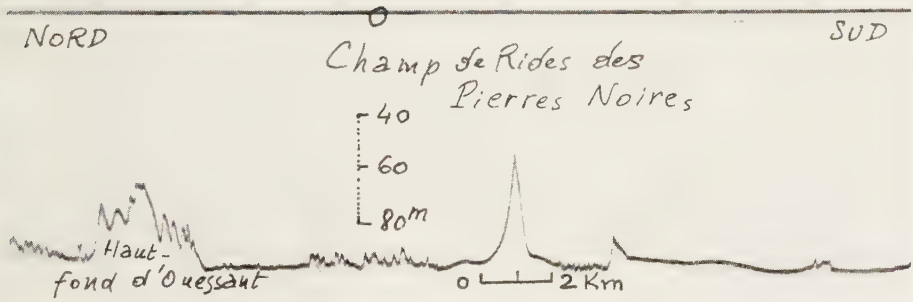
Profil 8. Champ de rides du Four



Profil 9. Haut-fond d'Ouessant

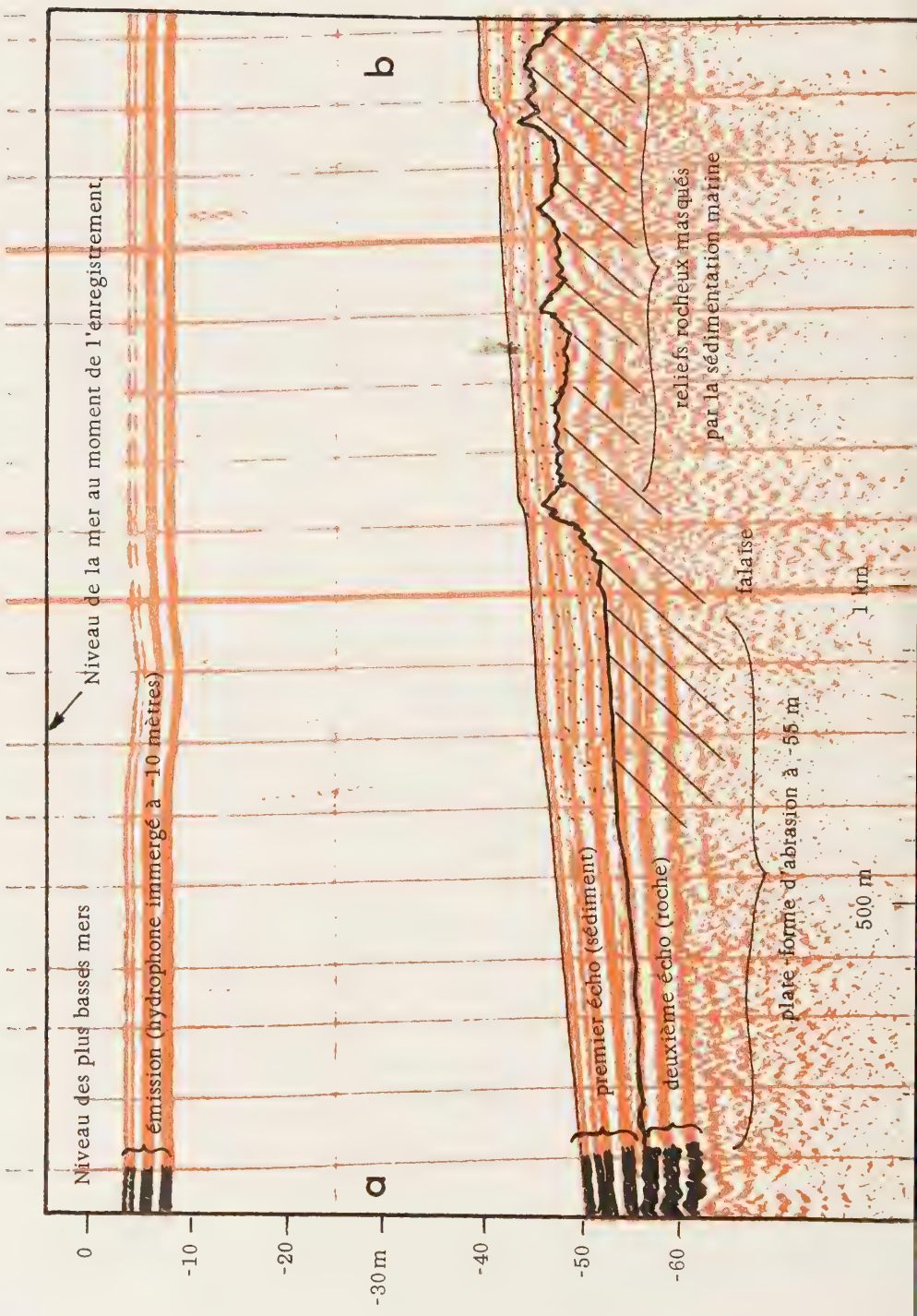


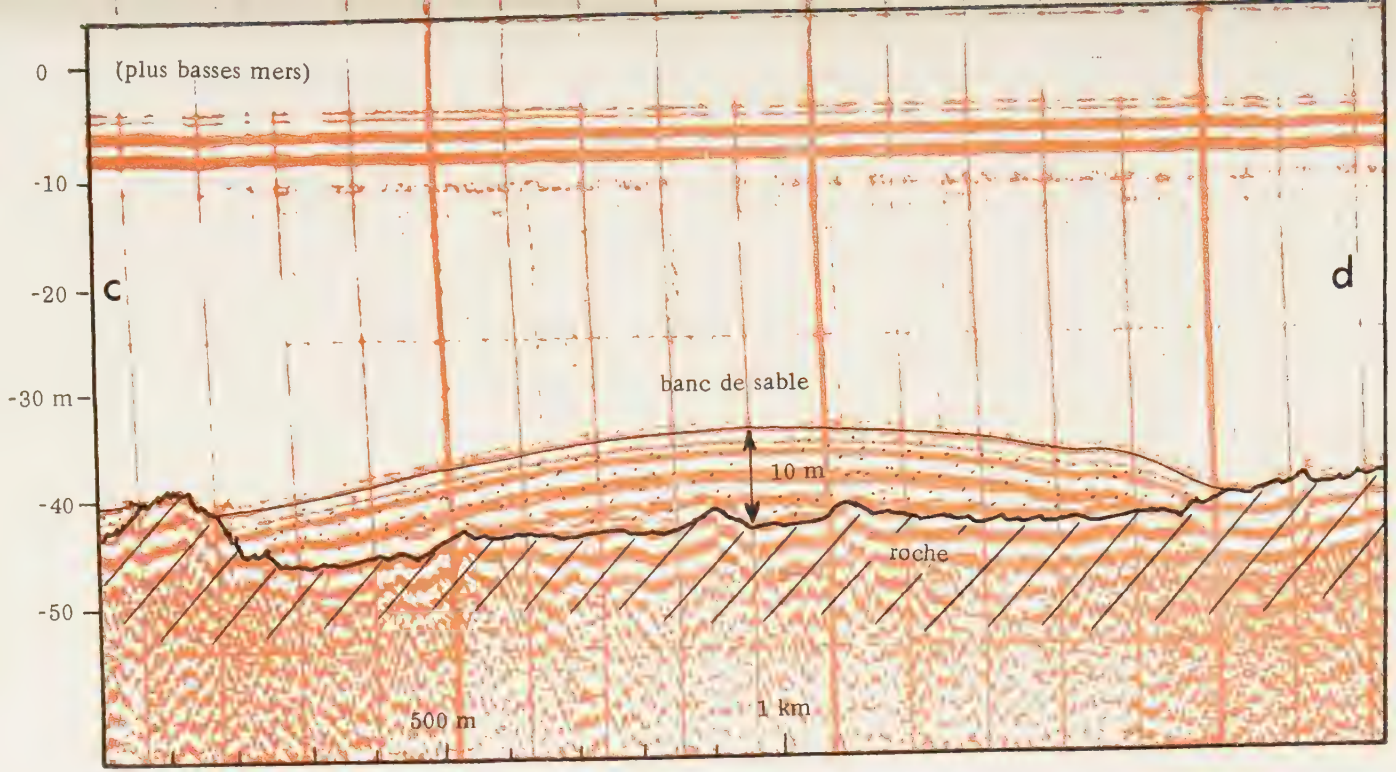
Profil 10. Champ de rides des Pierres Noires



Profil 11. Bord oriental du Hout-fond d'Ouessant et champ de rides des Pierres Noires

La localisation précise de ces profils est indiquée sur la planche hors-texte N° 1


Niveau de la mer au moment de l'enregistrement
Niveau des plus basses mers
émission (hydrophone immergé à -10 mètres)
premier écho (sédiment)
deuxième écho (roche)
a
b
reliefs rocheux masqués
par la sédimentation marine
falaise
plate-forme d'abrasion à -55 m
0
-10
-20
-30 m
-40
-50
-60
500 m
1 km

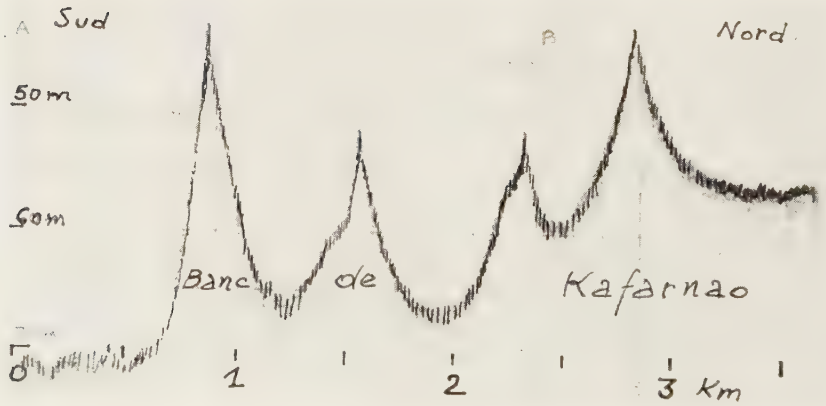


Pr. 17 et 17 (bis). Sondage sismique au « Boomer » (Sud de la Chaussée des Pierres Noires)

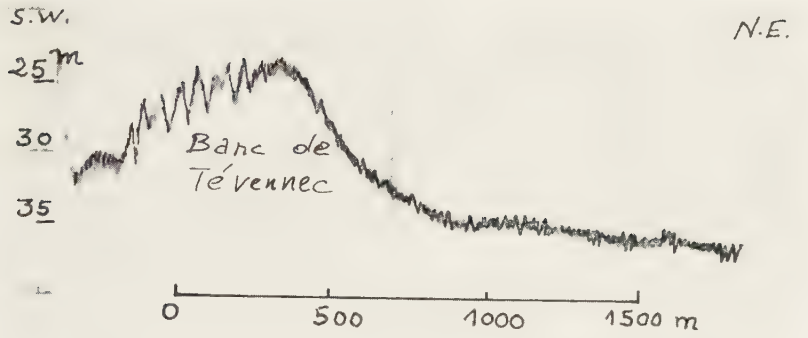
La localisation de ces deux profils ab et cd est indiquée sur la planche hors-texte N° 1

Profil 12. Haut-Fond d'Ar Men

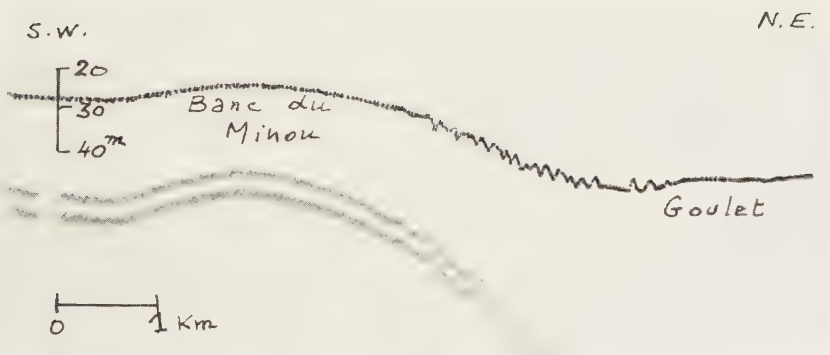
Profil 13. Basse Froide et bord occidental du Kafarnao



Profil 14. Les quatre grandes rides au Sud du Kafarnao

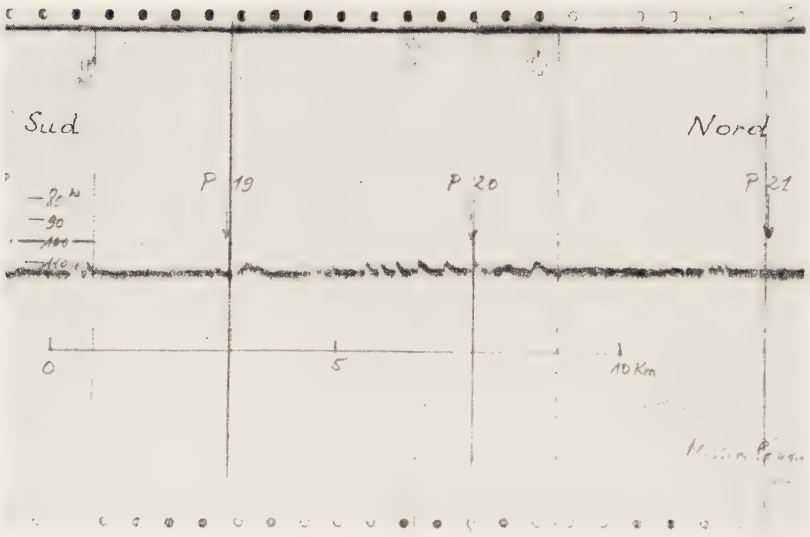


Profil 15. Banc de Tévennec

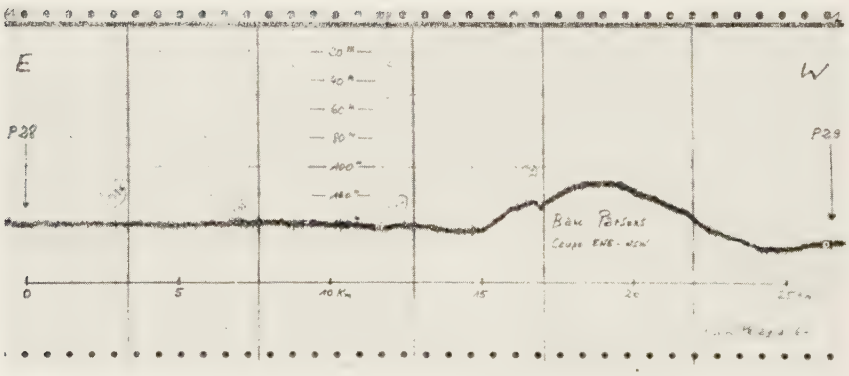


Profil 16. Banc du Minou et fond du Goulet de Brest

La localisation de ces profils est indiquée sur la planche hors-texte N° 1

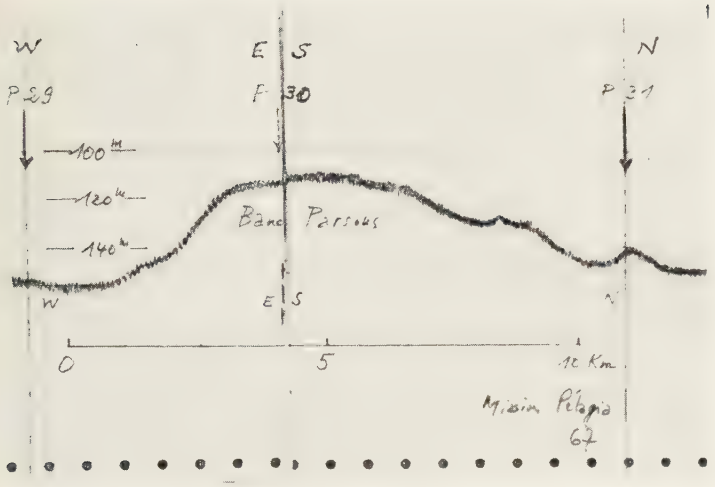


Profil 18. Mer Celtique. Fond régulier accidenté de petites rides vers — 110 mètres



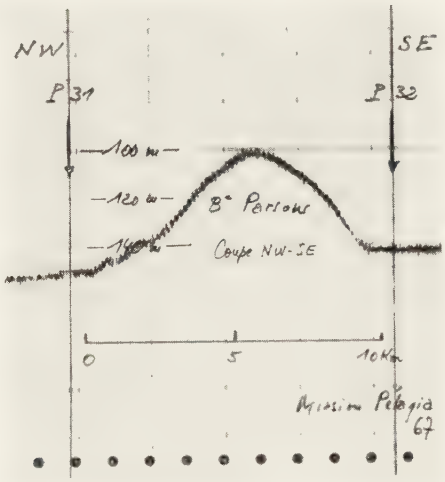
Profil 19. Banc Parsons. Coupe ENE-WSW

La localisation de ces 5 profils est indiquée sur la figure 42

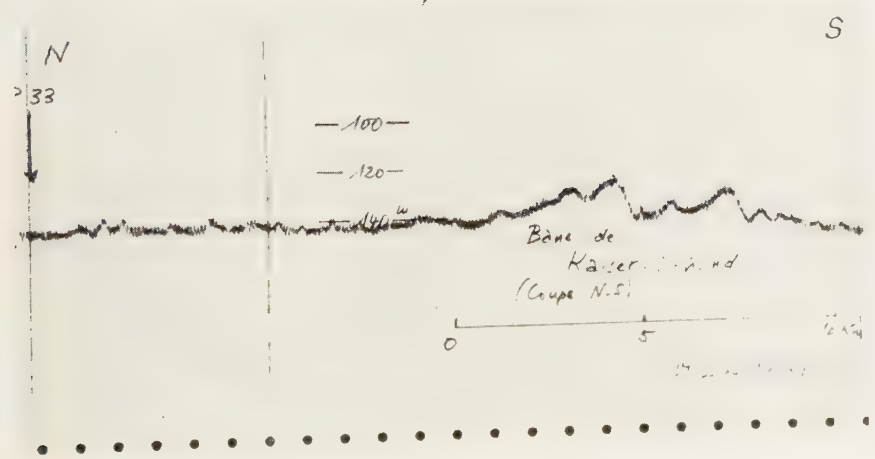


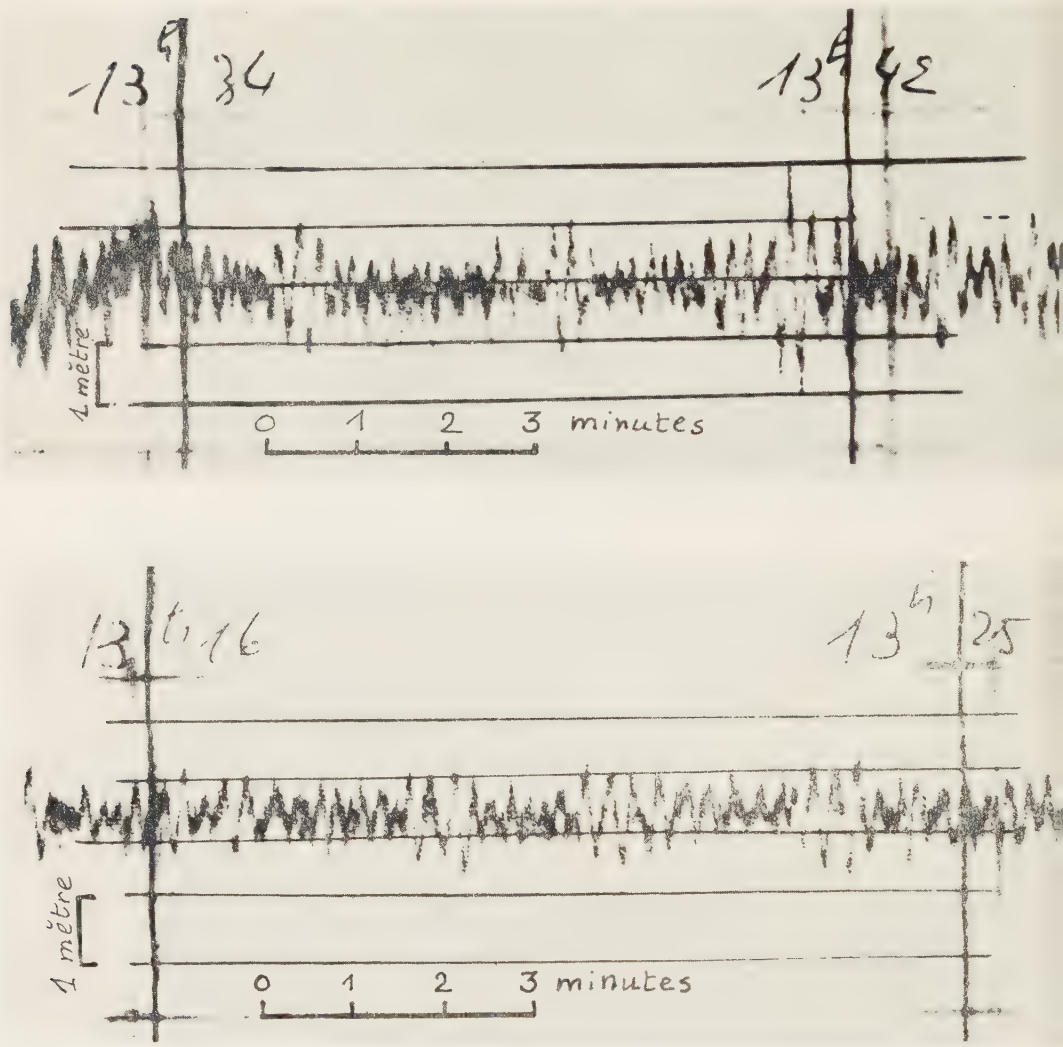
Profil 20
Banc Parsons
Flanc ouest
et flanc nord

Profil 21
Banc Parsons
Coupe NO-SE



Profil 22
Banc de
Kaiser-i-Hind





Profils 23 et 24. Station d'enregistrement de houle au centre de l'Iroise

Point de latitude 48° 14' N
longitude 5° 7' W

le 15 septembre 1963, de 12 h 16 à 12 h 25
et de 12 h 34 à 12 h 42 (T.U.)

Beau temps brumeux, houle très régulière de secteur Ouest, vent N à NE, 5 nœuds, sans effet sur la mer.

Remarquer les trains de 3 ou 4 ondulations plus marquées qui se suivent à intervalles réguliers, toutes les 3 minutes environ. On peut apprécier l'amplitude verticale de la houle, ou « hauteur » : en moyenne de 1 mètre, elle dépasse deux mètres au passage des trains plus creusés, elle atteint même 4 mètres un peu avant 12 h 42. La fréquence de cette houle est de 4 à 5 ondulations par minute, soit une période de 12 à 15 secondes.

II — LA FOSSE D'OUESSANT

A la limite Nord-Ouest de notre terrain d'études, cette curieuse forme sous-marine, connue depuis longtemps mais qui n'avait jamais été sondée avec précision (1), a retenu notre attention dès la première année de nos recherches. Nous y avons entrepris une série de sondages transversaux et longitudinaux, qui ont occupé une grande partie de notre temps en 1961 et en 1962. Cela nous permit d'établir une première carte bathymétrique détaillée, à partir d'une minute au 1/37.600, et comportant un millier de points de sonde ; la publication de cette carte (*Hinschberger,* 1963), avec des isobathes équidistantes de 5 mètres, et les résultats de 58 dragages que nous avions analysés entre temps, nous donnèrent l'occasion d'émettre quelques hypothèses sur la formation de cette fosse, sans pouvoir opter d'une façon définitive pour l'une plutôt que pour l'autre...

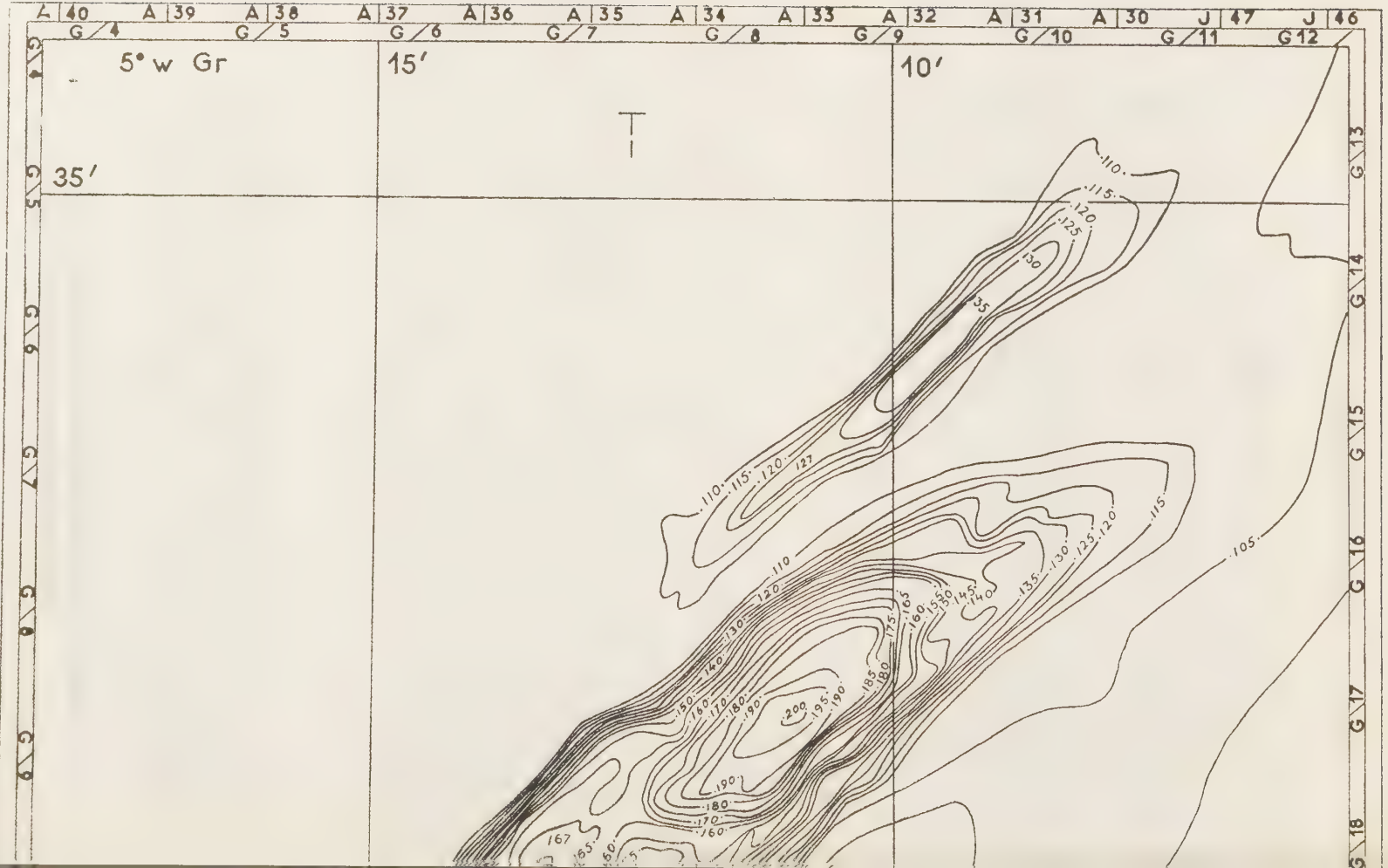
Par la suite, des sondages plus serrés furent poursuivis à bord du *Kornog,* en 1964, sur la partie la plus profonde, dans le but de vérifier les dires d'un marin-mêcheur qui nous avait affirmé connaître un point à 220 mètres de profondeur (ceci, il est vrai, déterminé à l'aide d'un sondeur de bateau de pêche, d'un modèle assez imprécis...). Ce point ne fut pas retrouvé, mais d'intéressantes précisions furent enregistrées sur la forme exacte de l'ombilic.

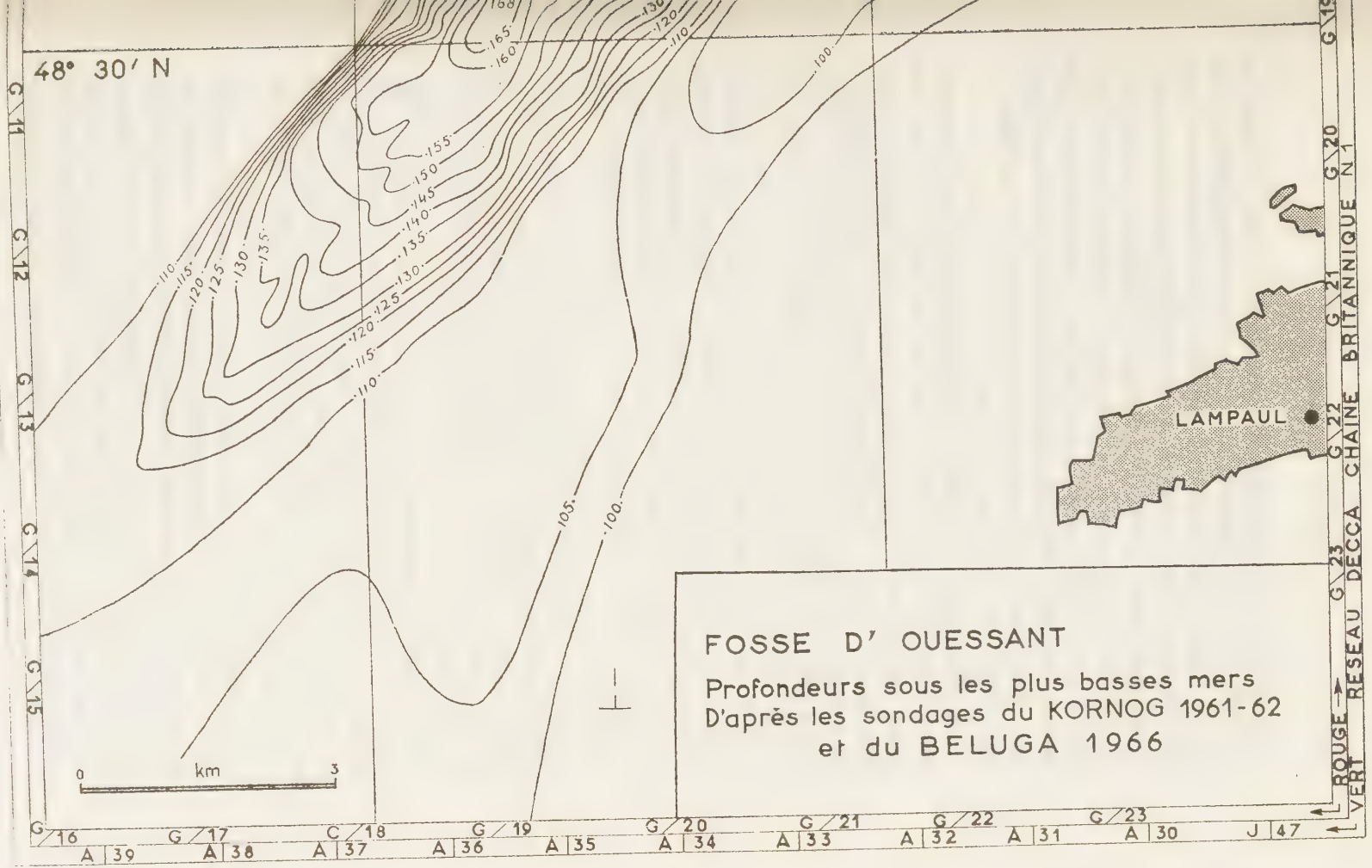
Plus récemment de nouveaux sondages, accompagnés de prospection sismique et de carottages, étaient entrepris par *Boillot* à bord du « *Beluga* » et du « *Job Ha Zélian* », avec l'aide du Bureau de Recherches Géologiques et Minières. Ces sondages, aimablement mis à notre disposition par le *BRGM,* nous permettent d'ajouter des précisions supplémentaires sur notre carte, et d'en publier ici une nouvelle édition (fig. 12).

---

(1) Les cartes du Service Hydrographique de la Marine sont fort peu précises dans ce secteur, et les anciennes minutes établies à partir de sondages au plomb très douteuses, dans ces parages agités, où la manœuvre du fil de sonde est délicate, et où les seuls repères à terre, pas toujours bien distincts, sont les phares d'Ouessant, tous resserrés dans un angle très aigu. C'est pourquoi le S.H.M. n'a pas hésité à adopter notre carte de 1963 pour corriger les siennes.

Figure 12. Fosse d'Ouessant. Carte bathymétrique de détail (Equidistance des isobathes : 5 mètres)


5° w Gr
15′
10′
35′
A 40
A 39
A 38
A 37
A 36
A 35
A 34
A 33
A 32
A 31
A 30
J 47
J 46
G 4
G 5
G 6
G 7
G 8
G 9
G 10
G 11
G 12
G 13
G 14
G 15
G 16
G 17
G 18
110
115
120
125
130
135
140
145
150
155
160
165
170
175
180
185
190
195
200
105


48° 30′ N
LAMPAUL
FOSSE D' OUESSANT
Profondeurs sous les plus basses mers
D'après les sondages du KORNOG 1961-62
et du BELUGA 1966
0 km 3
RESEAU DECCA CHAINE BRITANNIQUE N 1
ROUGE
VERT
G 11
G 12
G 13
G 14
G 15
G 16
G 17
G 18
G 19
G 20
G 21
G 22
G 23
A 39
A 38
A 37
A 36
A 35
A 34
A 33
A 32
A 31
A 30
J 47

La carte de la Fosse d'Ouessant révèle un certain nombre de traits curieux : il n'y a pas une fosse, mais deux, une grande et une petite ; elles sont de directions parallèles, mais situées sur deux axes différents, « en échelons », et sans communication apparente.

La petite fosse, au Nord, a environ 6 kilomètres de longueur sur 600 mètres de largeur. Sa plus grande profondeur atteint 137 mètres sous les plus basses mers, soit une dénivellation de 30 mètres en-dessous des fonds plats voisins. Ses versants sont à peu près symétriques ; leur pente ne dépasse pas 15 %. Le fond de cette petite fosse est à peu près plat.

Les dimensions de la fosse principale, au Sud, sont autrement plus importantes : 16 kilomètres sur un peu moins de 3. Sa plus grande profondeur n'est pas située en son centre, mais très nettement décalée vers le Nord. Elle est exactement de 200 mètres, ce qui représente une centaine de mètres de dénivellation au-dessous de la surface du plateau continental environnant. La grande fosse se divise en deux parties très différentes.

Sa partie méridionale est la plus régulière et la moins profonde. Son fond est plat, à environ 160 mètres de profondeur. Le versant Sud est très régulier et en pente modérée : 4 %. Le versant Nord est en pente beaucoup plus marquée : 15 % ; il est, de plus, accidenté à sa partie inférieure de nombreux replats et même de contre-pentes.

La partie septentrionale de la fosse principale est nettement plus profonde, puisqu'elle descend jusqu'à 200 mètres. La dissymétrie entre les deux versants tend à disparaître ou même à s'inverser ; ils sont tous deux en pente marquée, et c'est le versant Sud, cette fois, qui présente l'aspect le plus chaotique...

Nous publions également la reproduction de trois profils (Pr. 1, 2 et 3) choisis parmi les plus caractéristiques, sur la bande d'enregistrements de sondage du *Beluga*. Ces profils, bien qu'étant de direction méridienne, c'est-à-dire obliques par rapport à l'axe des fosses, mettent bien en évidence les différences et les dissymétries qu'on vient de signaler.

Le profil 1 passe à peu près au milieu de la petite fosse (versants bien symétriques) puis sur le bord Nord de la grande (profil régulier ; versant Sud en pente un peu plus forte que le versant Nord).

Le profil 2 passe au voisinage du point le plus bas de la grande fosse (194 mètres). La petite a toujours le même aspect. La grande a ses deux versants en pente forte, mais c'est encore le versant Sud qui est un peu plus incliné et qui comporte des replats importants.

Le profil 3 qui recoupe la moitié Sud de la grande fosse montre bien la différence entre cette moitié et celle du Nord : profondeur moins considérable (159 mètres), mais surtout dissymétrie renversée : c'est le versant Nord qui est en pente forte, et qui présente des accidents à sa base ; le versant Sud est en pente plus douce et parfaitement régulière.

Comme on le verra en seconde partie, toute la surface des fosses, versants et fond, est tapissée de sédiments variés, cailloutis, graviers et sables organogènes.

III — ORIGINE DE LA FOSSE D'OUESSANT

La Fosse d'Ouessant ne représente pas un cas isolé. Elle fait partie d'un chapelet de dépressions fermées alignées à peu près dans l'axe de la Manche, la plus importante étant la « Fosse Centrale » ou « Hurd Deep » (*Guilcher* et *Beaujeu-Garnier,* 1958, p. 8 et 11). Avec plus de 100 km de long et 172 m de profondeur, la Fosse Centrale n'est pas continue, mais comporte des tronçons plus ou moins profonds, avec des ombilics séparés par des seuils (*Boillot,* 1963 c), et aussi des annexes, comme la « Fosse du Pluteus », découverte et baptisée ainsi par *Boillot* (1963 a). C'est également *Boillot* qui a publié la première carte précise des Fosses de la Hague (1963 b) et de l'Ile Vierge (1961 b).

Il semble bien que ce chapelet de dépressions sous-marines ait une origine commune ; mais laquelle ? L'hypothèse d'une vallée fluviale, empruntée par la Seine lors des régressions quaternaires, est à première vue séduisante. Elle a été envisagée depuis longtemps par *Delesse* (1871), et reprise par *De Launay* (1921) et *Le Danois* (1948). Elle nécessite une régression d'au moins 200 mètres, ce qui n'est pas impensable. En même temps, la formation d'un inlandsis bloquant l'issue septentrionale de la Mer du Nord et la transformant en lac, aurait entraîné l'ouverture du Pas-de-Calais vers le Sud par où s'écoulait l'émissaire de ce lac proglaciaire (*Guilcher* 1951 a). Le Rhin d'alors, grossi des eaux de la Tamise et de la Seine, aurait été parfaitement capable de creuser une profonde vallée dans l'axe de la Manche. Cette vallée continue aurait ensuite été inégalement remblayée au hasard des spasmes de la ou des transgressions ultérieures. La conservation actuelle de certains tronçons s'expliquerait par la force des courants de marée qui empêchent leur envasement ou leur ensablement.

Cette hypothèse d'une vallée fluviale continue a été récemment

ruinée par une prospection sismique par la méthode « Sparker » (*Boillot* et *Horn,* 1966). Ces auteurs affirment que « la Fosse d'Ouessant et son annexe sont entièrement creusées dans la roche consolidée. Aucune trace de comblement par des dépôts meubles n'a pu être décelée aux extrémités ou sur les bords ».

A défaut d'une vallée fluviale, on aurait pu penser à des effondrements. Le tracé rectiligne des fosses, leur dissymétrie transversale, évoquent assez bien des fossés effondrés entre des failles. Cette hypothèse a été avancée par *Dangeard* (1929) pour la Fosse Centrale et reprise par *Furnestin* (1939-1943). L'orientation même de la Fosse d'Ouessant, parallèle aux grandes cassures qui délimitent l'Ile d'Ouessant, ainsi la grande faille du Fromveur à Porspoder (Chauris, 1966) inclinerait à y voir des influences tectoniques. Dans d'autres secteurs de l'Iroise déjà, nous avons dû supposer des cassures datant de l'ère tertiaire : il y aurait là un fossé entre deux fractures (rejouant peut-être suivant des directions hercyniennes), et que les vicissitudes des transgressions et régressions quaternaires n'auraient pas réussi à combler.

Cette seconde hypothèse, vers laquelle nous penchions il y a quelques années (*Hinschberger,* 1963), est démentie également par les travaux de *Boillot* et *Horn* (1966) : « Aucune faille importante n'a pu être décelée le long des fosses ou dans leurs pourtours ». Faut-il voir alors dans la Fosse d'Ouessant et dans son annexe des dépressions fermées d'origine karstique ? Cette troisième hypothèse avancée par *Boillot* dès 1961 a (p. 195 et 198) puis reprise dans sa thèse, a d'abord été accueillie avec scepticisme et rencontre aujourd'hui encore bien des détracteurs ; s'agissant de l'ensemble des fosses de la Manche, et en particulier de l'importante fosse centrale, cette hypothèse se heurte à de graves difficultés : il est assez étrange qu'il n'existe nulle part, sur le continent voisin, d'autres poljés, au besoin fossilisés.

Dans le cas particulier de la Fosse d'Ouessant, il faudrait, pour se prononcer à coup sûr en faveur d'une origine karstique, avoir la preuve que cette dépression, dans toute sa profondeur, est réellement creusée dans un matériel soluble, craie, ou mieux, calcaire lutétien. Rien n'est moins sûr. On ne connaît pas encore suffisamment la structure de la fosse ; du moins, d'après ce que l'on commence à entrevoir, et comme nous l'avons déjà signalé au chapitre II, il s'agit d'une structure compliquée : *Barthe, Boillot* et *Deloffre* (1967) ont réussi à identifier au moins un anticlinal bien visible sur le bord ouest de la grande fosse, et tronqué par le plan-

cher sous-marin, qui s'avère ainsi être une belle surface d'érosion. Dans le cœur de cet anticlinal, par-dessous des couches de craie blanche et de craie verte, apparaissent des silts verts et des argiles. La carte s'arrête malheureusement au bord de la fosse. Si cet anticlinal se poursuit en travers de toute la fosse, il y aurait là un premier élément pour l'explication structurale de cette dépression : elle correspondrait à une « *fenêtre* » *de roche tendre,* excavée par un agent d'érosion qui reste à définir, et là est toute la question.

Action sous-marine des courants de marée ? C'est une idée qui a été avancée par *Stride* (1963 b).

On peut d'ailleurs imaginer que ces courants de marée ont été plus rapides qu'aujourd'hui au cours des régressions quaternaires. Cette explication, déjà proposée par *Berthois* pour rendre compte des grands bancs de sable de la Mer Celtique (voir chapitre XIII), conviendrait peut-être aussi pour la Fosse d'Ouessant, selon *Battistini.* Des exemples géologiques de creusement, par des courants de marée, de chenaux pouvant atteindre 60 m de profondeur sont signalés dans des sables tongriens dans la région de Louvain par *Gullentops* (1957, 1963).

Ou bien érosion subaérienne lors d'une régression ? Dans ce cas les systèmes d'érosion auxquels on peut penser sont multiples. Les processus karstiques, à eux seuls, sont impuissants : ils n'expliquent par la disparition des argiles, et surtout ils nécessitent une régression très longue et très forte, d'au moins 250 mètres, pour creuser la fosse jusqu'à 200 mètres et ménager aussi une pente suffisante aux conduits souterrains qui évacuent les eaux, sur une distance de plus de 100 km, jusqu'au talus continental !

Il est plus économique de faire appel à la déflation éolienne, capable de surcreuser des roches tendres en dessous du niveau de base, comme cela se produit dans le désert de Gobi (*Dresch*, 1956). Des conditions désertiques ont dû se produire à plusieurs reprises, lors des émersions du plateau continental, et c'est peut-être au cours d'une période de climat périglaciaire sec que le travail du vent, s'ajoutant à celui, préalable, de la désagrégation de la craie, des silts et des argiles par les pluies et par le gel, aurait creusé cette dépression fermée, dans une structure éminemment favorable.

Cette hypothèse s'ajoute à une liste déjà longue. Nous la formulons sans enthousiasme, ne pouvant nous empêcher de regretter, faut-il l'avouer ? l'ancienne vallée de la Seine...

CHAPITRE V.

LES NIVEAUX D'ÉROSION IMMERGÉS

A côté des éléments que nous avons passés en revue dans les deux chapitres précédents, hauts-fonds de roches dures restés en saillie, vallées sous-marines dans le prolongement des vallées du continent, et dépressions fermées d'origine encore mystérieuse, il reste à décrire des formes de moindre ampleur, mais qu'une analyse minutieuse des bandes de sondage a réussi à mettre en évidence : il s'agit de *replats,* jamais très larges (ils ne dépassent guère le kilomètre), mais cependant assez bien marqués, en particulier entre les profondeurs de 50 et 55 mètres, et d'une façon moins nette entre 20 et 40 mètres. Ce ne sont là que des accidents mineurs, des banquettes en pente douce ou nulle qui interrompent un moment la descente générale, en pente forte, qui mène aux fonds de 90 à 100 mètres.

A partir de cette profondeur, un aplanissement beaucoup plus considérable existe : les talwegs sous-marins se raccordent à ce niveau, et les vallées disparaissent ; on arrive à la surface d'un véritable « plateau continental », extrêmement régulier, qui se poursuit en pente quasi-nulle (0,6 ‰) jusqu'au bord du talus continental, à quelque 150 km au large. Si l'élaboration de cette vaste surface n'est pas facile à expliquer, il n'en va pas de même pour les replats intermédiaires qui sont attribuables, à notre avis, à l'érosion littorale s'exerçant au cours de stationnements prolongés de la mer à certains niveaux étagés au-dessous du zéro actuel.

Avant de décrire ces replats, et aussi certains accidents sur les

profils en long et en travers des vallées sous-marines, qui semblent devoir s'y rattacher, il convient de passer en revue, brièvement, les formes similaires qu'on a recensées à terre : les *plages perchées* de sable et galets plus ou moins consolidés, les *plates-formes d'abrasion* marines surélevées bordées dans certains cas par des *falaises mortes.*

I — LES NIVEAUX EUSTATIQUES POSITIFS SUR LES COTES ARMORICAINES.

Un grand nombre d'aplanissements, échelonnés entre + 100 m et le zéro actuel, ont été signalés sur les côtes qui bordent notre domaine. C'est le niveau le plus bas (quelques mètres au-dessus des hautes mers) qui a donné lieu à la littérature la plus abondante. Au siècle dernier déjà, *Barrois* (1876, 1882) signalait ce niveau dans la presqu'île de Crozon. Plus tard *Collin* (1935 a, b, c, 1936 a, b, c) prospecte systématiquement la même presqu'île, ainsi que les îles de Sein et d'Ouessant, et celles du Plateau de Molène. Les côtes d'Ouessant font aussi l'objet d'un travail de *Robequain* (1935). Auparavant *Berthois* et *Dangeard* (1929) avaient étudié ce même niveau aux environs du Conquet et de Lanildut.

Mais c'est à *Guilcher* (1948) que revient le mérite d'avoir le premier présenté l'ensemble des niveaux dans une synthèse que vingt années de recherches ultérieures n'ont pas mise en défaut. Aussi est-ce à *Guilcher* que nous empruntons ce qui suit :

Cinq niveaux, plus ou moins développés, s'étagent entre 0 et 100 mètres (fig. 13). *Le plus élevé, de 80 à 100 mètres,* n'est représenté à peu de distance de nos côtes qu'en deux points : dans la presqu'île de Plougastel-Daoulas, au fond de la Rade de Brest, il tronque une crête gédinnienne des abords de la Pointe Armorique jusqu'à Kerudu. Il vient buter vers l'Est contre un talus en pente marquée, qui le domine d'une cinquantaine de mètres et qui a tout à fait l'aspect d'une falaise morte. Même plate-forme, à ces mêmes altitudes, dans la région de Plougastel Saint Germain et de Landudec, à l'Est d'Audierne ; elle est parsemée de buttes résiduelles plus élevées et se termine, comme la précédente, au pied d'un talus bien net. Bien qu'aucun dépôt n'ait été trouvé sur ces surfaces, *Guilcher* pensait pouvoir les rattacher au *Pliocène :* ce sont des *plates-formes d'abrasion* dues au stationnement du niveau de la mer pliocène à

Figure 13. Anciennes plates-formes d'abrasion perchées ou submergées dans l'Iroise et sur les côtes voisines

1. Plate-forme pliocène (80-100 mètres).
2. Niveau de Sainte Anne (50-65 mètres).
3. Niveau de 30 à 35 mètres.

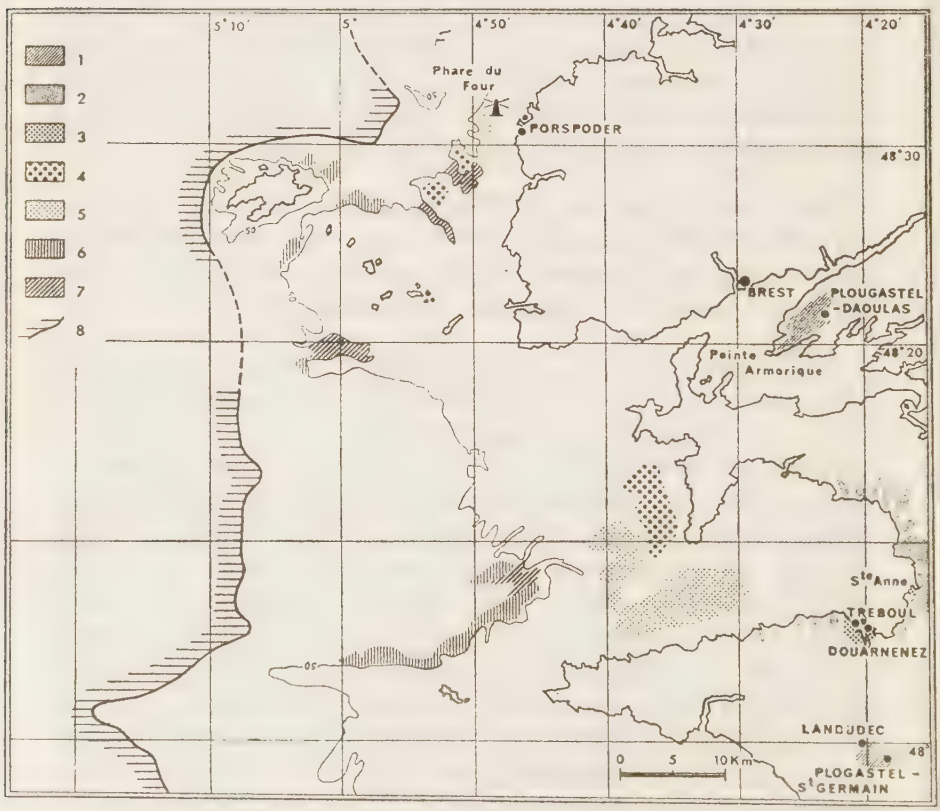
(Ces trois derniers niveaux sont empruntés à la thèse de **Guilcher**).

4. Niveau de — 20 à — 25 mètres (sous les plus basses mers).
5. Niveau de — 35 à — 40 mètres.
6. Plate-forme d'abrasion entre — 50 et — 55 mètres.
7. Fonds plats, correspondant à des paliers sur les profils en long des principales vallées sous-marines, se raccordant au niveau précédent.
8. Passage des fortes pentes au fond horizontal (niveau de — 90 à — 100 mètres).

N.B. — On n'a pas représenté sur cette figure les très nombreuses plages bas-monastiriennes qui ourlent tout le littoral, impossibles à dénombrer en détail à cette échelle (pour Ouessant par exemple, voir la figure 3).

On a rattaché également au Pliocène les dépôts du Menez Lus, bien qu'ils soient situés un peu plus haut que la plate-forme de 80 à 100 mètres.

Ne pas confondre Sainte Anne-la-Palud (niveau de 30 à 35 mètres) et Sainte Anne-du-Porzay (en dehors des limites de cette figure) que Guilcher (1948) a choisi pour qualifier le « niveau de Sainte Anne » (50-65 mètres).



cette altitude, de simples retouches marginales de la vieille pénéplaine éocène, et non les témoins d'une pénéplanation généralisée.

A ce niveau présumé pliocène on doit pouvoir rattacher aussi, bien qu'ils soient un peu plus élevés, les beaux gisements de sable et galets découverts sur le Menez Lus, vers l'altitude de 125 à 130 mètres (*Guilcher* et *Saint-Requier,* 1969), ainsi que les dépôts marins anciens remaniés dans les alluvions de Saint-Renan (*Guilcher, Ters* et *Bonnet,* 1961), l'altitude originelle de ces derniers dépôts n'étant d'ailleurs pas établie.

En contrebas de ces plates-formes pliocènes, le « *niveau de Sainte Anne* », à *50-65 mètres* est bien représenté dans le Porzay, au fond de la Baie de Douarnenez.

Plus bas encore, un *niveau de 30-35 mètres* est nettement visible à Douarnenez et Tréboul, où une plate-forme nivelle la granodiorite et vient buter à l'Ouest de Tréboul contre une falaise morte aux formes très fraîches. Le pied de cette falaise passe aussi à Douarnenez-même, un peu au S.E. de l'église, marqué par une rupture de pente au carrefour central de la ville. Un autre élément du même niveau existe au Sud du petit estuaire de Sainte Anne la Palud.

En 1948, *Guilcher* rattachait le niveau de Sainte Anne au *Milazzien* et celui de 30-35 mètres au *Tyrrhénien.* Il admettait pour expliquer ces niveaux l'hypothèse de l'eustatisme glaciaire, penchait pour la théorie des oscillations amorties, laquelle permet d'expliquer clairement les niveaux étagés dus à des transgressions de moins en moins fortes, mais avouait son impuissance à trancher : « rien dans notre champ d'études ne permet de confirmer cette théorie ou de l'infirmer. Il n'est pas possible de dire s'il y a eu ou non de grandes régressions entre les stationnements à 80-100 mètres, 50-65 mètres, 30-35 mètres, amenant chaque fois le niveau de base au-dessous de la terrasse suivante » (p. 572).

C'est aussi pour suivre le vocabulaire alors en usage que *Guilcher* rattachait les deux niveaux les plus bas au « Monastirien ». Comme témoins de ces niveaux plus récents, on est en droit d'attendre, non seulement des formes, mais des dépôts. Ceux du *Haut Monastirien* (10 à 18 mètres) sont rares ; *Guilcher* en avait découvert sur la côte de la Baie d'Audierne, par exemple la plage ancienne de Penaneac'h, mais aucun sur les côtes de l'Iroise.

Par contre les plages *bas monastiriennes* sont innombrables. Elles s'échelonnent entre zéro et 6 mètres au-dessus des plus hautes

mers et parfois même se prolongent sous le niveau actuel (ainsi près du phare de Sein).

Depuis vingt ans les recherches littorales des élèves de *Guilcher* (1) sur les côtes de l'Iroise et plus généralement sur l'ensemble des côtes bretonnes n'ont fait que confirmer la multiplicité de ces dépôts et l'importance des plates-formes d'abrasion monastiriennes fossilisées que la mer est en train d'exhumer de nos jours.

Entre temps les théories se sont quelque peu compliquées. Les synthèses des eustaticiens de la première moitié du siècle, *De Lamothe* 1911, 1918, *Deperet,* 1918 à 1922, *Chaput,* 1928, *Briquet,* 1936, 1940, *Denizot* 1948, 1949, et *alii...* ont été passablement malmenées. Les corrélations entre les variations climatiques, les glaciations et les oscillations du niveau marin sont difficiles à établir, et surtout à généraliser à l'échelle de la planète (*Lliboutry,* 1965). Aussi n'est-il pas étonnant qu'on n'ait pas réussi à unifier la terminologie : certains, refusant le terme « Monastirien », se sont contentés de subdiviser le Tyrrhénien en trois niveau (*Bourcat,* et à sa suite *Ters,* 1965 a, *Boillot,* 1964, entre autres). Le bas Monastirien est devenu aussi l'Eémien, l'Ouljien, le Karimbolien, ou encore le Normannien, pour ne citer que la recherche française. Ce dernier terme, le Normannien proposé en 1936 par Dangeard (2) pour qualifier les plages perchées de Normandie, adopté par bien des chercheurs, depuis *Milon* (1936 b) jusqu'à *Elhai* (1963), pourrait avantageusement être remplacé selon une suggestion de *Guilcher* (1969 a) par « Armoricien » puisque comme on va le voir, toutes les plages « monastiriennes » de la Bretagne et « normaniennes » de Normandie font partie d'un même ensemble, celui des rivages armoricains.

Ainsi les plages recensées par *M. Ters* entre l'estuaire de la Loire et le marais poitevin (1956, b) ; le même auteur retrouve égale-

---

(1) Il faudrait mentionner ici à nouveau toute la bibliographie déjà citée à propos des côtes, dans notre chapitre d'introduction. Rappelons simplement *Battistini* et *Martin,* 1955, 1956, et surtout une toute récente synthèse de *Guilcher* (1969 a).

(2) Le Normannien, selon la définition exacte de *Dangeard,* représente un cycle géologique complet comprenant une transgression (fonte de l'inlandsis rissien) et une régression (formation de l'inlandsis würmien). C'est par commodité qu'on restreint souvent le sens du mot Normannien au sommet de la transgression qui correspond à l'interglaciaire Riss-Würm. En fait, c'est ne pas tenir compte des nombreuses oscillations interstadiaires qui compliquent singulièrement le schéma.

ment un niveau de + 8 mètres (1953 a) et un cordon littoral perché à 25-30 mètres le long de la côte vendéenne (1953 b).

Le travail d'*Elhaï* (1963) qui passe en revue les côtes normandes du Mont Saint Michel jusqu'à la Seine permet de retrouver les mêmes plates-formes étagées, aux mêmes altitudes, que celles décrites par *Guilcher* en Bretagne méridionale. *Elhaï* déplore lui aussi l'absence de dépôts sur les trois plus hautes, qu'il considère toutes les trois comme des plates-formes d'abrasion pliocènes. Il pense en effet que les deux interglaciaires Günz-Mindel et Mindel-Riss auxquels on fait habituellement correspondre les plages milazziennes et tyrrhéniennes ont été de trop courte durée pour que puissent s'élaborer des plates-formes de quelque ampleur ; mais il a « conscience que tout cela ne va pas sans arbitraire, puisque nous ignorons totalement la vitesse de l'érosion marine » (p. 576). Quoi qu'il en soit, *Elhaï* rattache les deux surfaces de 50-65 mètres et de 30-35 mètres, en Normandie, à des stationnements du niveau marin au cours de la décrue de la mer pliocène.

En ce qui concerne *les niveaux plus bas,* qui sont matérialisés tout au long des côtes normandes par de très nombreuses plages perchées de sable ou de galets, souvent recouvertes de coulées de head, parfois aussi les surmontant, *Elhaï* en décrit à toutes les altitudes entre quelques mètres sous le niveau des hautes mers actuelles et une vingtaine de mètres au-dessus de zéro N.G.F. Il considère que toutes ces traces font partie *d'un seul ensemble,* le Normannien, et s'il ne refuse pas de parler de Haut Normannien et de Bas Normannien, c'est simplement par commodité, pour tenir « compte du fait que les plages se groupent de préférence en deux catégories, l'une entre 0 et 5 mètres au-dessus des plus hautes mers, l'autre entre 10 et 20 mètres » (p. 577).

II — LES NIVEAUX SOUS-MARINS

A — *DIFFICULTE DE LEUR RECONSTITUTION*

Connaissant l'existence de ces replats étagés à diverses altitudes sur les terres émergées, et convaincu qu'il s'agit bien de plates-formes d'abrasion marines élaborées en fonction de plusieurs hauts niveaux quaternaires, nous nous sommes légitimement posé la question de savoir s'il n'existe pas également, sous la mer, des formes semblables, témoignant de stationnements du niveau marin à une altitude inférieure à l'actuelle.

Le problème est délicat. N'oublions pas en effet que notre carte bathymétrique d'ensemble (h.t. N° 1) représente la surface du fond, y compris la couverture de sédiments actuels, et non la surface du tréfonds rocheux. Par place, rappelons-le, les sables coquilliers forment d'importants amas qui interdisent toute spéculation sur l'allure du plancher rocheux sous-jacent, du moins tant qu'on n'aura pas sondé ces zones avec des moyens appropriés. Heureusement ces grands amas sableux sont bien localisés, et en dehors de ces zones, la couverture de sédiments meubles ne constitue qu'un mince placage qui ne nous a nullement empêché de reconstituer, avec beaucoup de vraisemblance, les éléments d'un ancien réseau hydrographique. Au reste, même si ces anciennes vallées sont tapissées d'une pellicule sédimentaire discontinue, et d'épaisseur variable, elles n'en demeurent pas moins très reconnaissables. Mais lorsqu'il s'agit de rechercher, à des profondeurs bien précises, d'éventuels replats d'érosion, il est absolument capital de pouvoir dire si ces replats correspondent au fond rocheux, ou bien, dans le cas contraire, quelle est l'épaisseur exacte des dépôts marins qui le masquent.

Une autre difficulté provient de l'imprécision de notre carte bathymétrique, qui ne peut mettre en évidence que des formes d'une certaine ampleur. Il serait vain, même sur notre carte détaillée du Sud-Iroise à équidistance de 2 mètres (voir plus loin fig. 41) de vouloir trouver sous la mer une plate-forme aussi peu étendue que celle découverte par *Guilcher* « de visu », à l'air libre, au Sud de l'estuaire de Sainte Anne la Palud (fig. 13). Par contre la plate-forme de Douarnenez-Treboul décrite plus haut risquerait déjà moins de passer inaperçue...

Une troisième difficulté tient à l'impossibilité de décrire avec précision, quand ils existent, la constitution et le mode de gisement des dépôts corrélatifs de la formation de ces plates-formes : plages de sables quartzeux émoussés-luisants, et surtout cordons de galets. Nous venons de voir que ces dépôts sont abondants au niveau « bas-monastirien » et que le critère des dépôts, plus encore que celui des formes (replats se terminant par une falaise morte) est déterminant. Or, même s'il existe un cordon littoral bien conservé sous les eaux, la *technique des dragages* que nous avons dû utiliser est à peu près incapable, sauf un hasard heureux, d'en remonter un échantillon bien représentatif. Seules des méthodes statistiques permettent d'approcher la réalité, de soupçonner sans en avoir jamais la certitude, l'existence d'un cordon de galets bien émoussés

conservé dans tel ou tel site. Nous exposerons ce problème en détail au chapitre suivant. Force nous est donc de nous en tenir pour le moment aux seuls critères de formes.

C'est donc avec beaucoup de précautions qu'il nous faut aborder la recherche des niveaux d'érosion sous-marins, sur la carte, et sur les enregistrements de sondages.

B — *LE NIVEAU DE —50 A —55 METRES*

C'est semble-t-il au pied nord de la Chaussée de Sein qu'on peut découvrir le niveau le moins contestable. Une véritable falaise sous-marine, que nous avons interprétée à la suite de *Guilcher* comme dérivant d'une faille, dégringole d'un seul jet jusqu'à la profondeur de 50 mètres. Au pied de cette falaise existe un replat, presque parfaitement horizontal, autour de 50, 55 mètres, et d'une largeur considérable, puisqu'elle atteint 2 kilomètres au Nord-Est d'Ar Men (voir coupe fig. 8, et aussi le profil 4, ci-après). Plus bas la pente redevient sensible à partir de l'isobathe de — 60 mètres et jusqu'à celle de — 75 où s'opère le raccord avec le fond horizontal de la vallée principale de l'Iroise-Sud. L'examen des bandes de sondage, et surtout celui du cahier de dragages révèlent que cette plate-forme, sans être tout à fait à nu, n'est recouverte que d'une mince couche de sédiments : plusieurs dragages infructueux, des « bosses » cassées, des débris rocheux broyés peut-être prélevés en place sont l'indice d'une couverture peu épaisse et discontinue. Enfin, en tenant compte des réserves faites au paragraphe précédent, signalons que dans tous les dragages faits sur ce niveau, il y a toujours eu, plus ou moins mêlés à du gravier coquillier actuel et à d'abondants cailloux anguleux, un pourcentage non négligeable de galets bien arrondis qui peuvent provenir d'un cordon littoral conservé à ce niveau. Dans une thèse récente sur la géologie marine de la Manche, *Hommeril* (1967 a, p. 208 et fig. 97) signale lui aussi des galets bien roulés au Sud-Est de Guernesey, à une profondeur de —52 à —55 mètres, et leur disposition en arc de cercle évoque assez bien la forme d'un cordon littoral qui aurait à peu près les mêmes dimensions que l'actuel cordon de la Baie d'Audierne.

Ce niveau de —55 mètres, si net au pied nord de la Chaussée de Sein, se retrouve-t-il ailleurs dans notre domaine ? Il semble se poursuivre vers l'Est, en diminuant de largeur, puis se continue vers le Nord en décrivant un croissant, lequel se termine par un

éperon rocheux qui correspond à l'interfluve entre les vallées sous-marines de Kerloc'h et de Lostmarc'h (latitude 48° 8' N, longitude 4° 50' W).

Au sud de la Chaussée, la distance entre les isobathes —50 et —55 mètres est également considérable, mais on ne peut retenir cette zone, car c'est le domaine du Haut Fond de Kafarnao (voir chapitre X), et il ne nous est pas possible de connaître, sous cette accumulation de sable due aux courants, l'allure exacte du fond rocheux.

Pour la même raison l'examen de la bathymétrie, autour de la profondeur de —55 mètres, dans la partie nord de l'Iroise, ne signifie pas grand chose puisque nous avons vu qu'il semble y avoir là un important remblaiement sableux.

Par contre au Nord d'Ouessant, dans le prolongement de Penn Darland, et au Nord du plateau de Molène, on retrouve des fonds rocheux présentant des formes comparables à celles qui bordent la Chaussée de Sein, et disposées suivant la même orientation, c'est-à-dire exposées de plein fouet au Nord. S'il s'agit encore là, comme nous sommes enclin à le penser, de plates-formes d'abrasion se rattachant au même niveau de —50, —55 mètres, il y aurait là une indication paléoclimatique d'un certain intérêt : cela inclinerait à penser que la houle le plus fréquente, à l'époque du niveau de —50 —55 mètres, venait de la direction du Nord, donc que les vents dominants étaient du secteur Nord, et non comme aujourd'hui du secteur Ouest. C'est une situation qui a dû se produire effectivement, au cours des glaciations quaternaires, lorsqu'existait un inlandsis sur les Iles britanniques et sur la Mer du Nord.

C — *LES NIVEAUX INTERMEDIAIRES : —40, —35 ET —20, —25 METRES.*

En parcourant une à une les isobathes, entre —50 mètres et le trait de côte, on s'efforce en vain de retrouver un palier aussi net que celui de —55 mètres. Cependant les pentes, presque partout sensibles entre —50 et —40 mètres, s'adoucissent ensuite à deux reprises, autour de —35 à —40 mètres d'une part, et d'autre part autour de —20 à —25.

Le *niveau de 35 à 40 mètres* est représenté au Sud du phare du Four, en face de Porspoder, par une plate-forme d'environ 1 kilomètre carré. On ne retrouve guère ce niveau en Iroise, sauf à l'entrée de la Baie de Douarnenez, mais les fonds très plats qui existent ici à

cette profondeur sont peut-être dus aussi à un remblaiement. Nous ne voyons pas, en Iroise, d'autre élément susceptible d'être rattaché au niveau de —37 mètres découvert sur la côte sud de Bretagne par *Pinot* (1966), et plus près de nous par *Saint-Requier* et *Guilcher* (1969).

Le *niveau de 20 à 25 mètres* est bien représenté, au Nord du Plateau de Molène, par les plateaux des « Plâtresses » et de la « Basse Meur », séparés l'un de l'autre par la vallée sous-marine de l'Aber Ildut. On le retrouve à l'Ouest du Cap de la Chèvre, devant la presqu'île de Crozon, mais il y a là, plutôt qu'un niveau bien distinct, une longue plate-forme en pente très faible (2 à 3 ‰), un long glacis qui descend insensiblement de —20 —40 mètres, sur lequel se détachent seulement les lambeaux de crêtes appalachiennes qu'on a décrites plus haut (basses du Bouc, de la Chèvre et du Chevreau).

Enfin, entre —20 mètres et le zéro actuel, nous n'avons que très peu de bandes de sondages, pour les raisons de sécurité de navigation dont nous avons déjà fait état. Il y a là un domaine d'études encore vierge, ou presque, et qui doit être exploré à l'aide de petits bateaux, essentiellement par des plongeurs, doublés d'archéologues ; peut-être découvriraient-ils des traces des niveaux les plus récents, à quelques mètres sous l'actuel et pouvant être datés par l'archéologie : installations portuaires submergées, ou même, qui sait ? au fond de la Baie de Douarnenez, prestigieux vestiges de la ville d'Ys (*Guilcher,* 1948, p. 227).

D — *LE RACCORD AVEC LES FONDS PLATS VERS —90 METRES.*

Etudiant la topographie sous-marine de la Manche au Nord de Roscoff, *Boillot* (1964) avait déjà remarqué l'opposition très nette qui existe entre les fonds accidentés proches de la côte et les fonds plats qui leur succèdent vers le large. Il publiait des bandes de sondage montrant bien le contact entre les deux types de fonds (fig. 10, p. 25), qu'il interprétait alors comme le passage du socle cristallin à sa couverture sédimentaire, en l'occurrence une table de calcaire éocène. Il appuyait cette interprétation sur une étude séismique par réfraction (*Muraour, Boillot* et *Merle,* 1962). La surface de cette table (qu'il qualifiait de surface structurale) est à la profondeur de 65 mètres.

Le passage des fonds accidentés aux fonds plats du large existe aussi dans notre domaine, à une profondeur nettement plus importante, environ 90 mètres. Mais il n'est pas partout marqué, dans la topographie, par une rupture de pente bien nette. Dans toute la partie centrale, en Iroise, le raccord est insensible : la rupture de pente, si elle existe, a dû être masquée sous des sédiments coquilliers abondants. Ce n'est qu'aux deux extrémités de notre zone, autour d'Ouessant et de la Chimère, que l'isobathe —90 mètres correspond, par place, au pied d'un petit escarpement.

Ne disposant pas de profils séismiques, nous ne saurions nous aventurer dans l'interprétation géologique de ces formes. Mais il nous semble peu probable que cette rupture de pente corresponde précisément, comme au Nord de Roscoff, au passage du socle à sa couverture... Il nous paraît plus simple de voir là, comme pour les niveaux moins profonds, le pied de petites falaises surmontant des plates-formes d'abrasion.

Dans un article récent, *Pinot* (1968) décrit des littoraux würmiens submergés à l'Ouest de Belle-Ile : outre un niveau de —52 à —55 mètres, qui correspond bien à celui que nous avons décrit ci-dessus dans l'Iroise, il signale trois niveaux profonds, respectivement à —89, —92 et —106 mètres. Nous avons eu la curiosité de rechercher, à ces profondeurs très précises, d'éventuelles traces de niveaux sur nos enregistrements de sondages. Nous n'avons rien trouvé qui corresponde au niveau de —106 mètres, mais deux profils, au Nord d'Ouessant, comportent deux replats bien nets, en marches d'escalier, sensiblement à —89 et —92 mètres (Pr. 5 et 6). La coïncidence avec les reconstitutions de *Pinot,* pour très locale qu'elle soit, ne laisse pas d'être troublante...

Existe-t-il des traces de niveaux plus profonds ? Cette question sera évoquée à propos de la Mer Celtique, au chapitre XIII.

III. — PROFILS EN LONG ET EN TRAVERS DES VALLEES SOUS-MARINES : REPLATS ET TERRASSES EN RELATION AVEC LES BAS-NIVEAUX MARINS QUATERNAIRES

Si le niveau de la mer a stationné, au cours des temps quaternaires, aux altitudes négatives qu'on vient d'énumérer, assez longtemps pour qu'aient pu s'élaborer des plates-formes d'abrasion d'une certaine étendue, cela n'a pas été sans conséquences aussi sur le

creusement des vallées. Les variations du niveau de base ont dû entraîner des cycles d'érosions successifs, les régressions provoquant des « vagues d'érosion » remontant de l'embouchure vers l'amont, et inversement les transgressions transformant les basses vallées en rias. Ce schéma reste d'ailleurs assez théorique : ainsi sur les terres émergées, on trouve certains talwegs, raccordés au niveau monastirien, mais qui, faute de débit, sont restés suspendus au-dessus du niveau actuel (*Guilcher,* 1948).

Il est tentant d'examiner si le profil des vallées sous-marines présente quelques accidents pouvant être mis en relation avec les bas-niveaux qu'on vient de mettre en évidence. Auparavant, il convient de souligner, une fois de plus, la difficulté d'une telle opération, et la grande prudence avec laquelle il convient de l'effectuer. Nous risquons en effet une objection de principe : on sait à quel point les méthodes de reconstitution de surface d'érosion, et le dénombrement des « cycles d'érosion », à partir des profils des vallées, ont été décriés, souvent à juste titre... La nouvelle école morphologique, à la suite de *Tricart, Cailleux* et d'autres, a suffisamment démontré les insuffisances de ces méthodes, en particulier dans les raccordements entre talwegs, replats et surfaces d'érosion. En même temps les progrès de la morphologie climatique mettaient en évidence le fait que les alternances de creusement et de remblaiement d'un cours d'eau dépendent de bien d'autres facteurs que les variations de son niveau de base, et, plutôt qu'au repérage minutieux des altitudes des terrasses tout au long d'une vallée, les chercheurs modernes s'appliquèrent à l'analyse des dépôts eux-mêmes : sans exclure l'analyse des *formes,* on préfère aujourd'hui celle, beaucoup plus fine qu'autrefois, des *dépôts.*

Dans notre cas nous ne pouvons que répéter ce que nous avons dit plus haut : nous disposons de renseignements bathymétriques assez précis pour nous permettre une étude des formes, mais les conditions mêmes de prélèvement des dépôts (à supposer qu'il existe encore aujourd'hui sous la mer de belles nappes alluviales, et des formations de terrasses, pas trop contaminées par les sédiments actuels...) doivent nous rendre extrêmement circonspect dans leur interprétation. Malgré que nous en ayons, il faut donc nous contenter d'appliquer les méthodes traditionnelles... C'est pourquoi nous n'hésitons pas, et malgré l'incertitude de ces reconstitutions, à présenter ici les profils en long et en travers de certains des éléments du réseau hydrographique sous-marin qui a été décrit au chapitre III (revoir fig. 10).

Les profils des vallées qui rayonnent autour du Plateau de Molène présentent des accidents remarquables :

La courte *vallée de l'Aber Ildut* se décompose en trois sections ; entre 0 et —30 mètres, le talweg, en pente très faible, est difficile à situer avec précision. De —30 à —50 mètres, c'est un ravin en pente forte. Entre —50 et —60 mètres, existe un bassin, sensiblement circulaire, de 2,5 à 3 kilomètres de diamètre ; son fond très plat est couvert de gravier minéral et coquillier ; elle s'ouvre vers l'Ouest par un étroit goulet.

La *vallée des Pierres Noires* n'est pas plus régulière ; son profil en long accuse une pente moyenne de 2,7 ‰ ; la partie amont est en pente plus forte : entre —5 et —50 mètres elle est de 3,5 ‰. Entre —50 et —60, une section en pente beaucoup plus faible (1 ‰), sorte de cuvette de 7 km de long sur 2,5 km de large rappelle la dépression située à la même profondeur dans la vallée de l'Aber Ildut.

L'étude des profils de la *vallée de la Helle* est aussi instructive : le profil en long présente une pente moyenne comparable à celle des Pierres Noires, 2,3 ‰. Il est également accidenté ; des ruptures de pente font suite à des sections en pente douce comme le montre la figure 14. Trois sections en pente modérée y apparaissent de l'aval vers l'amont : en A, raccordement aux fonds plats entre —80 et —90 mètres, en B, entre —50 et —60 mètres, section que l'on peut rapprocher des « cuvettes » déjà vues sur les deux vallées précédentes, toutes deux situées à cette même profondeur, et en D, entre —20 et —30 mètres. Des sections en pente plus forte existent dans les intervalles ; la plus remarquable, en C, se situe entre —30 et —40 mètres.

Tout comme les deux précédentes, la vallée de la Helle comporte des élargissements et des rétrécissements que décèlent les profils transversaux (fig. 15). Dans le premier tiers amont de son cours, la vallée est assez large (500 à 600 mètres). Les versants sont en pente modérée (3 à 6°), avec parfois un replat bien marqué entre

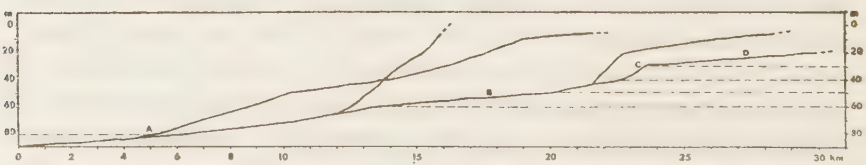


Figure 14. Profils en long de la vallée de la Helle et de ses principaux affluents

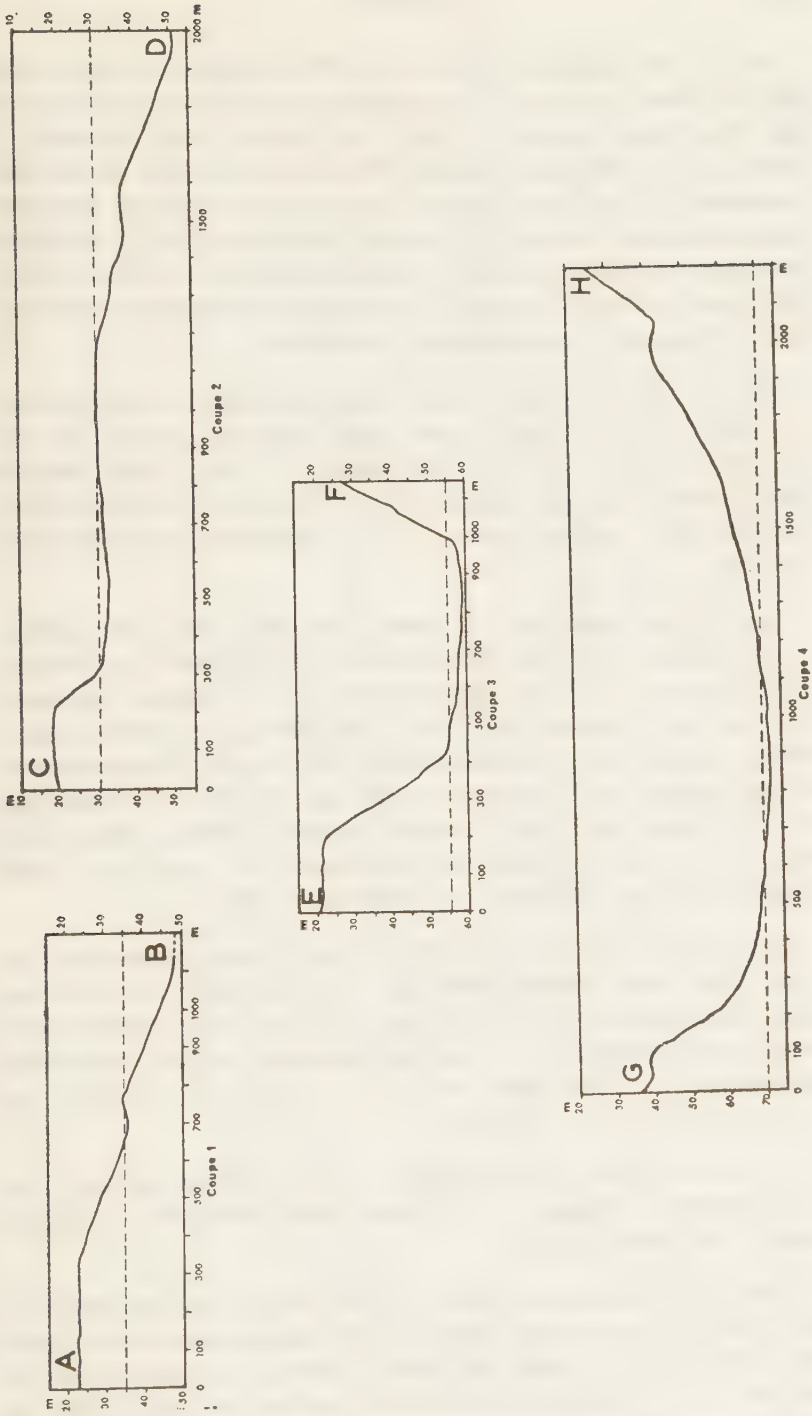


Figure 15. Profils en travers de la vallée de la Helle
(localisation des 4 coupes : voir fig. 10)

—30 et —40 mètres (coupes 1 et 2). Précisons que ces replats sont dans la roche en place : les quelques dragages que nous y avons faits l'ont bien montré ; il n'y a là qu'une faible épaisseur de sédiments essentiellement marins. Il ne s'agit donc pas de terrasses construites. La vallée se resserre dans le second tiers de son cours entre les plateaux de la Helle et des Plâtresses (coupe 3), les pentes des versants se raidissent (6 à 9°). Dans le tiers aval, la vallée s'élargit comme le montre la coupe 4, et ses versants s'évasent à nouveau ; mais les replats du cours supérieur ont disparu.

Dans le *Sud de l'Iroise,* le profil longitudinal du talweg principal, la vallée la plus longue de tout notre domaine, présente un très beau palier entre —30 et —40 mètres, à la sortie de la Baie de Douarnenez ; plus bas sa pente s'accentue, mais on retrouve encore un palier bien marqué entre —50 et —60 mètres de profondeur (fig. 16).

Il n'est guère possible de pousser plus loin l'analyse des profils. Il est regrettable, en effet, qu'on ne puisse pas préciser l'épaisseur du remblaiement dans l'axe des talwegs. Il est fâcheux également que nous ne disposions que d'une carte géologique hypothétique : certains élargissements ou rétrécissements des vallées, certains replats sur les versants n'ont peut-être en effet que des causes lithologiques. On en connaît des exemples sur le continent voisin ; ainsi le ruisseau de Saint-Renan (dont l'embouchure n'est autre que l'Aber Ildut) étudié par *Guilcher, Ters* et *Bonnet* (1962).

Malgré tout, et avec toutes les réserves qu'on a formulées plus haut, il est assez vraisemblable que le grand *palier* qui existe sur *tous* les profils des talwegs, entre —50 et —60 mètres, est à mettre en relation avec un long stationnement marin à ce niveau, stationnement auquel nous avons déjà pensé pour expliquer certaines plates-formes d'abrasion.

Tous les profils se raccordent à un grand niveau de base vers —90 mètres. L'isobathe —90 mètres doit correspondre sensiblement à un littoral ancien.

Quant aux niveaux plus élevés, il faut convenir que nos profils ne sont pas très démonstratifs. Tout au plus peut-on tenter de rattacher au niveau de —37 mètres de *Pinot* (1966) les curieux replats de versant de la vallée de la Helle, et surtout le long palier du talweg axial de la Baie de Douarnenez ; mais dans quelle mesure ce dernier ne correspond-il pas à un remblaiement marin ?

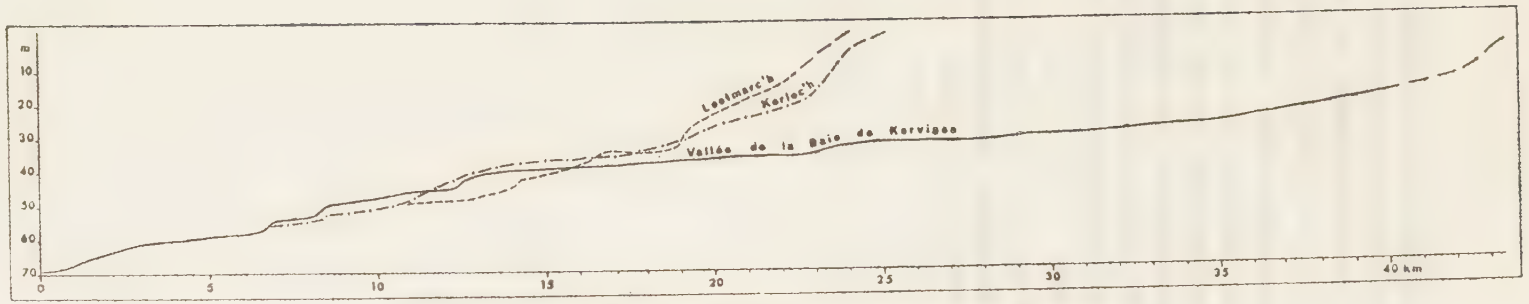


Figure 16. Profils en long du talweg principal de la Baie de Douarnenez et de ses deux principaux affluents

Au problème de la datation de ces niveaux, qui se pose, nous n'avons pas trouvé d'éléments de réponse. Nous nous contentons donc provisoirement de verser au dossier les *faits* constatés, nous réservant de proposer, plus loin, quelques *hypothèses.*

Ainsi, à chaque pas, nous avons buté contre cette difficulté inévitable : les formes sont masquées sous des sédiments... Cela ne nous a pas empêché, pensons-nous, de tirer, de tout notre travail bathymétrique, des renseignements irremplaçables. Mais dès que nous avons voulu pousser l'analyse à un certain degré de précision, auquel le morphologue terrestre est en droit de tenir, nous avons été contraint de déclarer forfait.

Cette couverture de sédiments marins actuels ou subactuels, plus ou moins mêlés à des formations meubles d'origine continentale, est l'objet de la seconde partie de notre étude.

DEUXIÈME PARTIE

LA PELLICULE SÉDIMENTAIRE

Si l'essentiel de la morphologie sous-marine est une morphologie terrestre, à peine retouchée çà et là par quelques entailles d'érosion littorale en relation avec d'anciens niveaux plus bas, la mer est cependant responsable du voilage général de toutes ces formes sous des sédiments, et de leur remaniement incessant, du moins des plus fins. Autant les formes décrites danas la première partie étaient figées, fossiles, autant l'étude des sédiments doit-elle tenir compte des forces actuelles *encore en action, de la* dynamique marine.

Ce sera notre préoccupation dans les chapitres IX, X et XI. Auparavant, dans trois chapitres (VI, VII et VIII) essentiellement méthodologiques, nous allons nous appliquer à montrer comment, à bord du navire de recherches, puis au laboratoire, enfin devant la table à dessin, nous avons mené notre travail d'investigation, la récolte des sédiments, leur analyse et la représentation cartographique des résultats obtenus.

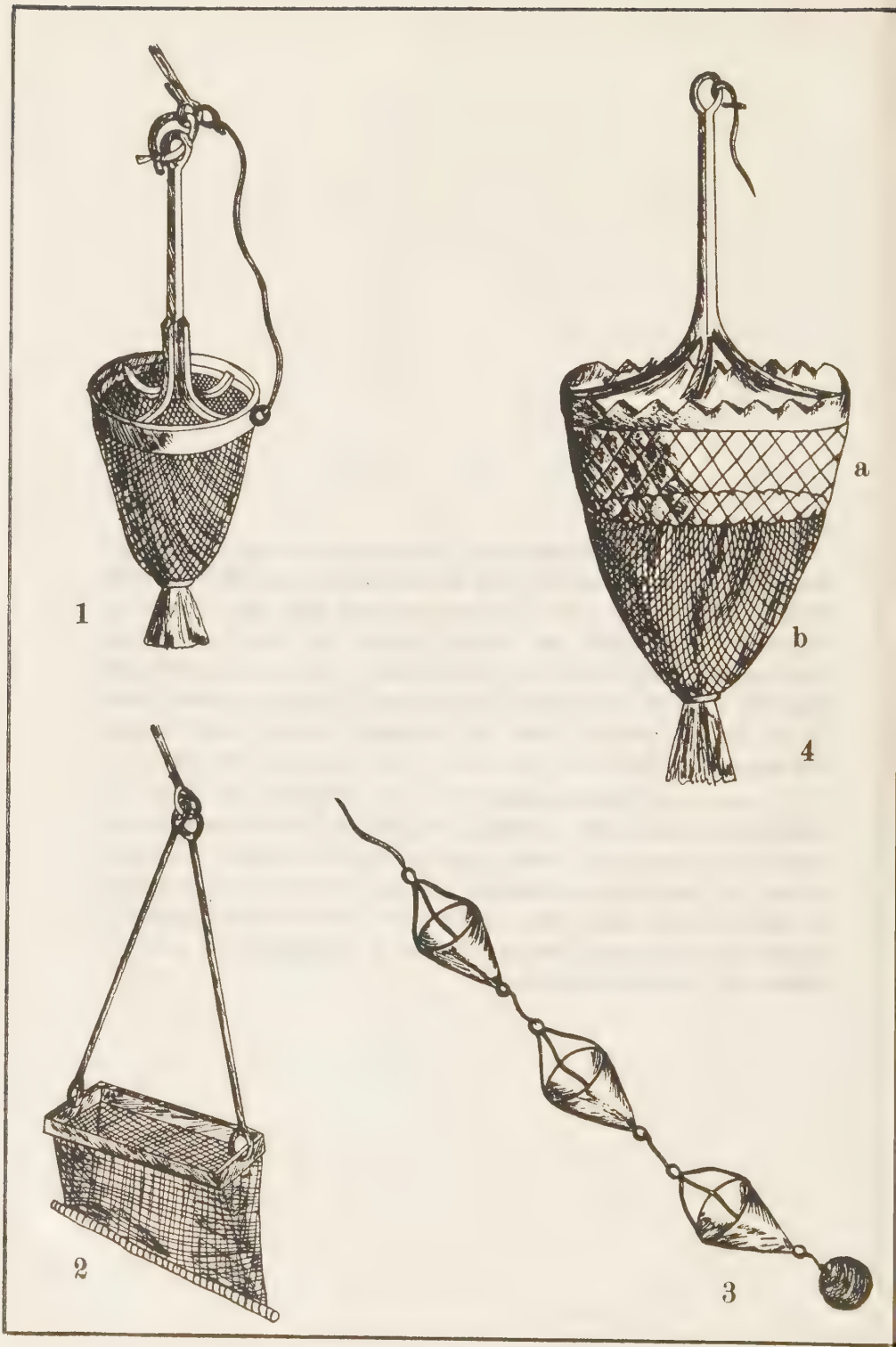


Figure 17. Types de dragues

1. Drague Rallier du Baty. Remarquer son mode d'attache au câble, avec une élingue supplémentaire et une « bosse cassante ». 2. Drague Charcot. 3. Drague à cônes Berthois. 4 Drague Rallier modifiée par Boillot : a) Filet métallique à grandes mailles, ne retenant que les gros éléments (galets et coquilles de diamètre supérieur à 30 mm ; b) Toile de jute serrée retenant les éléments plus fins.

CHAPITRE VI

LES DRAGAGES

Sur l'ensemble du domaine étudié, ont été effectués 1.514 dragages. Il nous semble utile, et même indispensable, de décrire en détail la méthode de dragage : le lecteur doit savoir dans quelles conditions exactes nous avons travaillé, ne serait-ce que pour être à même d'apprécier notre marge d'erreur, et ne pas exiger, sur la connaissance du tapis sédimentaire, des précisions que nous sommes incapable de fournir.

Les types de dragues utilisées, leur mise en œuvre, l'exploitation des résultats à bord du navire, tels sont les trois points que nous développerons successivement.

I — TYPES DE DRAGUES ET LEUR GRÉEMENT

A l'exemple de *G. Boillot* à bord du *Pluteus,* les chercheurs travaillant sur le *Gwalarn* ont employé le plus souvent la drague *Rallier du Baty.* C'est un instrument simple et robuste (fig. 17,1) formé d'un soc annulaire de 45 centimètres d'ouverture communicant avec une poche de forte toile de jute, pouvant être protégée extérieurement par un filet d'acier.

La drague *Charcot* qu'utilisait *Dangeard* sur le *Pourquoi-Pas* et dont un modèle plus petit, modifié par *Picart* a servi aussi sur le *Gwalarn* est construite de la même façon, mais son ouverture est rectangulaire et non circulaire (fig. 17,2), et son rendement est moins bon : elle pénètre moins profondément le sédiment et, sur les fonds rocheux, elle est fragile à cause de ses angles.

Les premières dragues *Rallier* utilisées, de 1961 à 1964, étaient un peu légères ; elles sautaient sur le fond, étaient facilement tordues, et leur rebord d'attaque, émoussé, ne pouvait guère arracher la roche en place. A partir de 1965, à la suite de *Larsonneur,* nous avons disposé d'une drague *Rallier* renforcée, plus lourde, et dont le rebord, affûté en biseau, nous a permis de réussir quelques dragages géologiques.

La contenance de la drague Rallier est variable, puisque sa poche est formée d'un sac de jute, ouvert en bas, et qu'on étrangle à l'aide d'un bout noué à la hauteur voulue. La contenance moyenne est de 20 à 25 litres. Le sac doit toujours être en bon état ; il faut le remplacer souvent, même lorsqu'il n'est pas visiblement détérioré, car le tissu se distend et risque de laisser filtrer une partie du sédiment. Pour les sédiments particulièrement fins, il est même nécessaire de doubler intérieurement le sac de jute d'un autre sac de toile fine : c'est ce que nous avons fait en Baie de Douarnenez et au centre de l'Iroise.

Nous avons mouillé cette drague au bout d'un câble d'acier de 10 mm de diamètre, puis de 12, non directement, mais par l'intermédiaire d'une « bosse cassante ». Cette technique est bien connue des marins, car c'est ainsi qu'ils mouillent leurs ancres quand il y a danger qu'elles restent « crochées » dans des anfractuosités rocheuses. Dans ce cas la bosse casse, et l'ancre ou la drague sont remontées la tête en bas (fig. 17,1). Cela ne nous a pas empêché de perdre plusieurs dragues, et même, sur la *Thalassa,* une centaine de mètres de câble, celui-ci s'étant brutalement rompu, heureusement sans causer d'accident sur le pont...

D'autres types de dragues ont été utilisés occasionnellement : les *cônes Berthois* (fig. 17,3) sont trois cônes de tôle de 25 cm de diamètre et de 35 cm de profondeur, attachés en chapelet, et lestés d'une boule de fonte ; ils sont efficaces pour draguer des sables homogènes, sans matériel grossier. Une centaine de dragages ont été pratiqués ainsi, sur des bancs de sable à la sortie du Goulet de Brest, dans un secteur où la présence de câbles téléphoniques reposant sur le fond interdisait l'utilisation de la drague Rallier.

Au cours d'une mission à bord de la *Pélagia* en 1967, nous avons essayé avec succès une drague géologique *Rallier modifiée Boillot* (fig. 17,4). Son ouverture allongée, mais qui évite les angles de la Charcot, son rebord affûté en dents de scie et sa poche en deux parties permettent de la tracter sur de longues distances, à la recherche de roche, sans qu'elle soit immédiatement

engorgée par les sédiments fins. Mais nous verrons au chapitre XI que cela présente un inconvénient pour l'étude sédimentologique.

Citons enfin pour mémoire un engin dont nous disposions également, mais dont l'emploi s'est révélé difficile : la *benne Van Veen.* Il s'agit d'une benne preneuse qui se ferme en arrivant sur le fond ce qui a pour effet d'emprisonner un certain volume de sédiment, à la façon des bennes qui déchargent les péniches de charbon. Séduisant en théorie, puisqu'il permet un prélèvement ponctuel, cet engin ne fonctionne bien que sur des sédiments fins bien cohérents, tels des sables vaseux ou des vases pas trop compactes. Il n'y en a pas dans notre domaine.

II — LA MISE EN ŒUVRE DE LA DRAGUE ET LE PROBLEME DU POINT

La drague *Rallier,* gréée comme il vient d'être dit, est mise à l'eau, tractée sur une certaine distance, puis relevée, à bord du navire. On ne dispose donc pas d'un échantillon ponctuel, mais d'un *mélange* des différents types de sédiments que la drague a rencontrés sur son chemin. C'est pourquoi il est essentiel de draguer *sur la plus courte distance possible,* et de relever la drague dès qu'elle est pleine. C'est une question d'habitude pour le marin chargé de la manœuvre et il faut convenir que l'équipage du *Gwalarn* a très vite acquis tout le doigté nécessaire : en posant la main sur le câble, on peut sentir si la drague a touché le fond et dans quelles conditions elle travaille (fond « souple» lorsqu'il s'agit de sable, fond « mou » si c'est du sable vaseux, fond « sautant » sur des cailloux, fond « rugueux » sur la roche nue).

Lorsque le sédiment est suffisamment épais, il suffit de tirer la drague sur quelques dizaines de mètres pour la remplir. Encore faut-il situer avec précision ces quelques dizaines de mètres, pour reporter le « point de dragage » sur une carte. Nous avons procédé comme l'indique la figure 18. Le bateau arrivant au point A où un dragage doit être exécuté, on met en panne, et la drague est mouillée aussitôt. Elle s'enfonce à peu près suivant la verticale et arrive sur le fond au point B, très proche de A. On laisse se dévider une longueur de câble égale à trois fois la profondeur (sur la fig. 18, 150 mètres de câble pour une profondeur de 50 mètres) et le bateau continue à courir sur son erre jusqu'à ce que le câble soit tendu ; alors la drague se met en mouvement ; si nécessaire, par

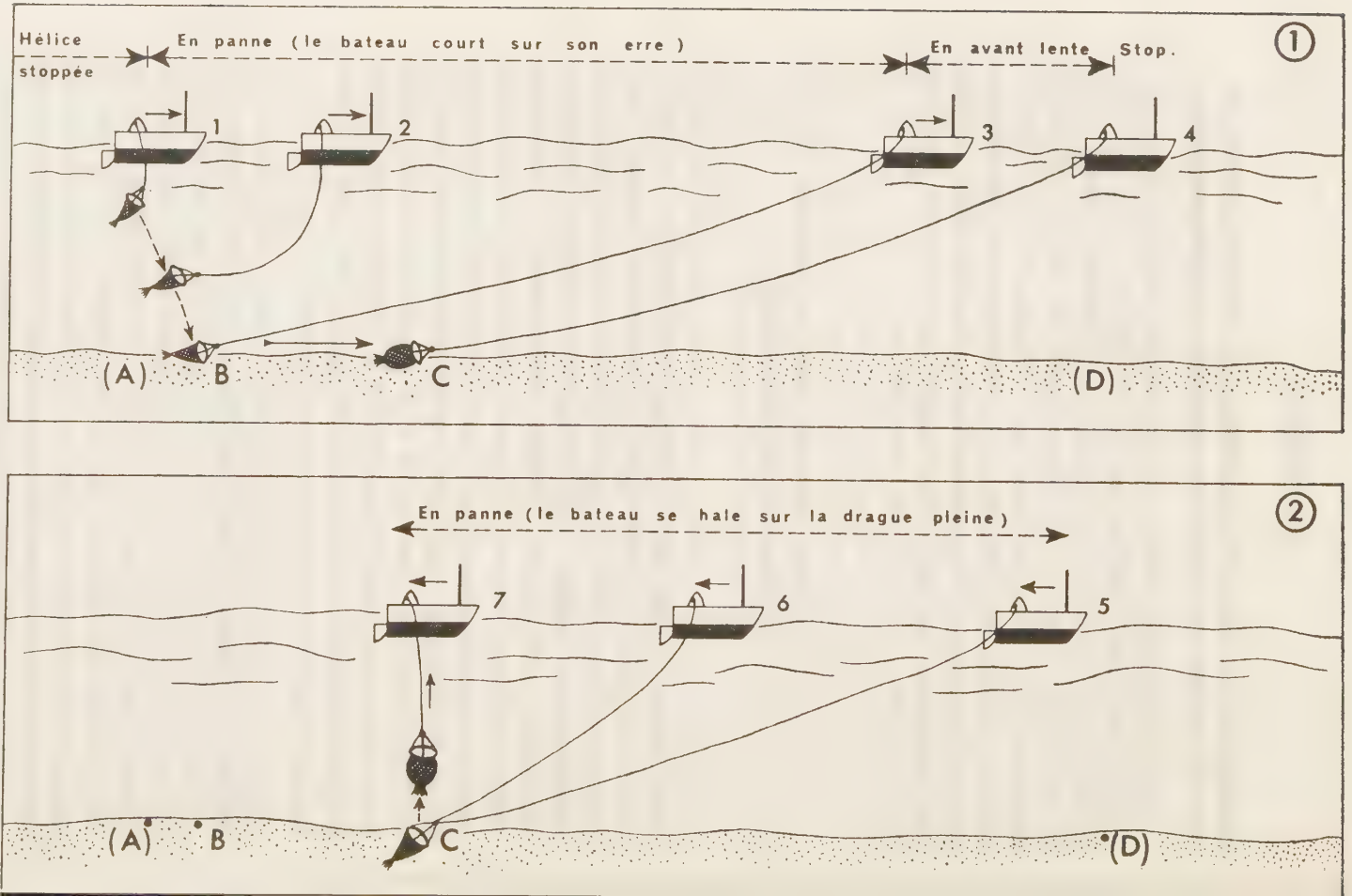


Figure 18. Manœuvre de la drague
1. Mouillage et trait
2. Relevage

exemple lorsqu'on drague à contre-courant (1), on remet le bateau en route « en avant lente ».

La drague pleine arrivée au point C, le bateau stoppe au point D. Il est tout-à-fait inutile de localiser ce point ; en effet, lors de la remontée de la drague qui, alourdie, fait l'office d'une ancre, le bateau se hale dessus jusqu'à se trouver sensiblement à la verticale du point C (2). C'est donc seulement en fin de dragage qu'il convient de faire le point au Decca, et l'on constate effectivement qu'on s'est rapproché nettement du point initial. Dans les meilleurs cas, la longueur BC est d'une cinquantaine de mètres, dans les plus mauvais elle est de 200 à 300 mètres. A l'échelle de nos cartes les deux points B et C sont le plus souvent confondus. Dans les cas de dragages « longs », nous avons, par convention, situé le « point de dragage » de nos cartes au milieu du segment BC.

La *vitesse de remontée* du câble, une fois que la drague a décollé du fond, doit être modérée : 1 mètre par seconde est un maximum, et lorsque le sédiment est très fin, 50 centimètres par seconde seulement. En dépit de cette précaution, les sables très fins vaseux risquent d'être lessivés par un tourbillon qui se forme à la surface de la poche de drague, et nous avons toujours soigneusement noté la quantité recueillie : une drague bien pleine a peu de chances d'avoir été lessivée ; une drague à moitié vide est plus douteuse...

En cas d'échec, lorsque la drague remontait complètement vide, nous faisions systématiquement un deuxième essai en observant plus particulièrement les conditions du dragage : vibrations du câble, chocs indiquant la roche nue, parfois bosse cassée témoignant d'un fond accidenté où la drague s'est « crochée ». Dans la plupart des cas, ces dragages infructueux ne sont pas tout-à-fait stériles : la drague porte des traces de chocs, et parfois contient des particules

(1) Lorsqu'il y a du courant, il est prudent de draguer contre le courant et non, comme on pourrait être tenté de le faire, en se faisant porter par lui. En effet, si la drague vient à « crocher », il est plus facile de faire demi-tour pour essayer de la dégager. Autre avantage : les sédiments sont plaqués par le courant au fond de la drague, alors qu'elle risque de rester vide si l'on travaille avec le courant.

(2) Tout ce déroulement n'est valable que pour un petit bateau comme le *Gwalarn*, avec lequel nous avons effectué la plus grande partie de nos dragages. S'agissant de bateaux de plus fort jaugeage, comme la *Pélagia* et surtout la *Thalassa*, les distances de traction sont plus considérables, le navire court plus loin sur son erre et ne revient pas de D en C. L'imprécision du point de dragage est importante... Heureusement ces bateaux n'ont travaillé qu'au large, où les zones sédimentaires, beaucoup plus monotones qu'aux abords des côtes, permettent une cartographie moins précise.

rocheuses, esquilles de schiste, fragments de granite pourri, ou bien seulement de débris animaux tels des Oursins ou Astéries écrasés, sans compter toutes les espèces de Bryozoaires qui prospèrent sur les fonds rocheux.

III — EXPLOITATION IMMEDIATE DES RESULTATS CONSERVATION OU REJET DES ECHANTILLONS

Un dragage réussi ramène à bord une trentaine de litres de sédiment. L'idéal serait qu'on puisse conserver la totalité de chaque échantillon pour l'étudier en toute tranquillité de retour à terre. C'est ce que nous faisions à bord du *Pluteus,* avec *Boillot,* lorsque nous attendait, au débarcadère, la voiture du Laboratoire de Roscoff... Des nécessités pratiques nous ont interdit de procéder ainsi en Iroise. Faute d'une base à terre, nous avons dû opérer un tri, et rejeter à la mer la plus grande partie des sédiments dragués.

Cependant avant tout tri, nous avons prélévé dans chaque drague, au milieu de la poche, le plus loin possible des bords, pour éviter tout risque de lessivage, un échantillon de 500 grammes environ ; mis dans des sacs de toile, expédiés à notre laboratoire de Caen, séchés, puis transvasés dans des sachets de polyéthylène, ce sont ces échantillons-témoins qui ont fait l'objet des analyses ultérieures.

Ce prélèvement effectué, la totalité des sédiments dragués a toujours été triée avec soin, ne serait-ce que pour satisfaire aux exigences de notre collègue biologiste dont le travail était de dénombrer aussi exactement que possible tous les animaux vivants dans le sédiment, des plus grands aux plus petits, à l'exception toutefois des microscopiques. A cet effet un tamisage de chaque échantillon a été pratiqué, sur le pont-même du bateau, à l'aide d'eau sous pression, sur une colonne de tables perforées, en tôle galvanisée, fixées sur la lisse avec des charnières permettant de vider le contenu de chaque table, après analyse, directement à la mer.

Ceci nous a permis d'évaluer à peu près la quantité des sédiments grossiers, de taille supérieure à 2 centimètres, c'est-à-dire les cailloux et coquilles trop encombrants pour être conservés. Cette évaluation a été faite approximativement, en volume et non en poids, soit à vue, soit en cas d'hésitation, à l'aide de cuvettes et de seaux étalonnés. L'appréciation plus précise, et pondérale, des quantités respectives d'éléments grossiers supérieurs à 2 cm, et d'éléments plus fins, que nous avions tentée d'abord, dans un but de rigueur, s'est révélée

délicate, et de surcroît inutile ; délicate, car la *balance romaine* que nous avions embarquée pour les pesées n'a pas tardé à se rouiller, et nous n'avons pas eu plus de chance avec un *peson à ressort* car le roulis, en faisant varier sans cesse le poids des objets, empêche toute pesée précise avec cet instrument ; inutile, car une précision rigoureuse est illusoire, étant donné la technique-même des dragages, que nous venons de décrire. Au reste, à plusieurs reprises nous avons eu la curiosité de refaire deux fois, au même point, le même dragage, et comme on pouvait s'y attendre, les résultats diffèrent sensiblement. Le tableau 1 donne trois exemples de dragages exécutés chacun deux fois coup sur coup, par très beau temps, pour être dans les meilleures conditions possibles quant à la précision du point et des manœuvres :

Tableau 1. Comparaison des résultats de dragages répétés aux mêmes points

N° des dragages	Poids total	Poids des cailloux		Poids des sables et graviers	
		en kg	en %	en kg	en %
1178	41 kg	8,5 kg	21 %	32,5 k	79 %
1178 bis	36 kg	10 kg	28 %	26 kg	72 %
1185	42 kg	30 kg	71 %	12 kg	29 %
1185 bis	37 k	29 kg	78 %	8 kg	22 %
1189	35 kg	13 kg	37 %	22 kg	63 %
1189 bis	39 kg	12,5 kg	32 %	26,5 kg	68 %

On voit que la marge d'erreur peut approcher de 10 %. Dans de telles conditions nous répétons qu'il est vain de vouloir mesurer avec précision les quantités exactes de sédiments grossiers recueillies. Il suffit, et c'est ce que nous avons fait, d'une évaluation approchée, pour classer la phase grossière dans une de ces 4 catégories :

C_1 de 5 à 20 %.

C_2 de 20 à 50 %.

C_3 de 50 à 80 %.

C_4 plus de 80 % du poids total de l'échantillon.

Par contre, et sans vouloir anticiper sur le chapitre suivant, disons tout de suite que les courbes granulométriques des fractions plus fines, graviers et sables, de chaque couple d'échantillons dragués au même point sont presque exactement superposables ; ceci se comprend : dans un échantillon de 30 à 40 kilogrammes, il y a des milliards de grains de sable, des millions de graviers, et seule-

ment quelques dizaines de cailloux, même si ces derniers représentent le quart du poids total ; la quantité de sable et de gravier recueillie est très suffisante pour nous donner une image fidèle du stock existant réellement au fond de la mer ; il n'en est pas de même pour les éléments grossiers ; pour pouvoir diminuer les écarts du tableau ci-dessus, il faudrait disposer d'une drague énorme, d'une contenance de plusieurs mètres-cubes...

Ceci pose le problème. fondamental, de la valeur même de notre technique de recherche, ou encore de la *fidélité de la méthode des dragages.*

Cette méthode a été vivement critiquée par *Jaouen* (1964) qui préconise avec raison, dans tous les cas où cela est possible, de vérifier les résultats des dragages par des observations en plongée. Il est certain que la drague est un instrument aveugle, qui ne travaille bien que dans des sédiments suffisamment homogènes et pas trop grossiers. Les prélèvements de gros blocs sont impossibles, et même sur des cailloux moyens, la drague fait des sauts, des rebonds et risque de se vider après s'être remplie... Lorsqu'elle recueille à la fois des cailloux et du sable, on doit toujours se demander si elle a passé sur deux fonds différents successifs, ou bien si le mélange existe *in situ,* au fond de la mer. Un examen attentif de l'échantillon permet parfois de répondre ; les encroûtements n'ont pas la même disposition sur des galets enfouis jusqu'à mi-hauteur dans du sable ou sur des galets entassés en vrac, sans sable dans leurs interstices. Mais parfois on reste dans l'incertitude faute d'une vérification de visu, soit en plongée, soit à l'aide d'un appareil de télévision sous-marine, soit plus simplement par le moyen d'un appareil photographique fixé à la drague et qui donne un instantané grâce à un flash qui se déclenche au moment où elle touche le fond. Nous n'avons pas bénéficié de ces deux perfectionnements et nous avons dit plus haut les difficultés de la plongée en Iroise. Pourtant, s'agissant d'aboutir à une cartographie des sédiments à petite échelle (le 1/100.000), le fait de disposer, non de prélèvements ponctuels, mais *d'échantillons mélangés* sur quelques dizaines de mètres, nous paraît finalement *constituer un avantage* plutôt qu'un réel inconvénient, car cela aboutit à une généralisation qui serait de toutes façons inévitable. C'est d'ailleurs l'avis de *Boillot* (1960 a, p. 7), et aussi celui *d'Hommeril* (1967, a, p. 187). Même à supposer qu'un plongeur obstiné ait passé sa vie entière à explorer minutieusement notre domaine, et soit en mesure de nous fournir une minute extrêmement détaillée de carte sédi-

mentologique, avec la position exacte des moindres plaques de sable, le dessin précis de toutes les traînées de galets et des milliers de pointements rocheux, il serait nécessaire de généraliser ces observations, sous peine de se condamner à de la microcartographie...

D'ailleurs, même sans télévision sous-marine, il faut bien souligner que nous n'avons pas travaillé à l'aveuglette. Nous disposions du sondeur à ultra-sons, et cet instrument, correctement réglé, peut donner des indications, non seulement sur la profondeur, et partant sur les formes sous-marines, mais aussi sur la nature du fond ; l'enregistrement d'un fond rocheux n'a pas le même aspect que celui d'un fond de sable. Ce fait est bien mis en évidence par des photographies de bandes de sondage précédemment publiées (*Hinschberger, Saint-Requier, Toulemont,* 1967) : sur les fonds rocheux, les échos-multiples sont très prononcés, et de nombreux parasites salissent la bande de sondage ; sur les fonds de sable, le double écho est moins net et l'enregistrement est beaucoup plus clair ; les fonds caillouteux se tiennent à mi-chemin. Si bien qu'avec un peu d'habitude, on se fait une idée de la nature du fond sans même mouiller la drague. Toutes les hyperboles du réseau Decca ont été systématiquement sondées avant qu'on procède aux dragages, et si nous nous sommes efforcé de placer nos points de dragage à toutes les intersections d'hyperboles, dans le but d'obtenir une couverture régulière de toute la zone, cela ne nous a pas empêché, lorsque des formes particulières avaient été décelées par les sondages préalables, de draguer aussi dans les intervalles de ce réseau régulier : fond des fosses ou des vallées sous-marines, sommet des rides, etc...

Au total nous pensons avoir montré que la méthode des dragages, à condition d'être utilisée judicieusement, et avec un sens critique sans cesse en éveil, peut se révéler très fructueuse ; mais nous insistons sur le fait qu'il faut toujours noter les conditions précises du dragage, sa position, sa durée, la longueur du trait, l'abondance de l'échantillon recueilli. Tout cela ne peut être fait que par le chercheur lui-même, présent sur le bateau, et nous avons toujours répugné à procéder, après coup, au laboratoire, à des analyses d'échantillons récoltés au cours de missions où nous n'avions pas pris part. Nous avons dû pourtant le faire, exceptionnellement ; on verra, au chapitre XIII, toutes les difficultés que cela entraîne.

CHAPITRE VII

L'ANALYSE SÉDIMENTOLOGIQUE

L'analyse des sédiments récoltés par dragages doit rendre compte, non seulement de leur nature, mais aussi de leurs formes et de leurs dimensions ; après quoi se pose le problème de leur origine et de leur mode de gisement.

Cependant l'étude qui doit précéder toutes les autres est celle des *dimensions,* puisqu'elle permet de *classer* les différents éléments d'un échantillon suivant leur taille, c'est-à-dire de connaître la composition granulométrique du sédiment.

Les limites granulométriques adoptées ici sont légèrement différentes de celles de la classification de *Bourcart* (1941) que *Boillot* utilise dans sa thèse (1964, p. 109). La classification finalement retenue après discussion *(Hommeril,* 1967 b) par toute l'équipe de chercheurs travaillant à la carte sédimentologique du plateau continental atlantique (voir chapitre suivant) est la plus communément employée aujourd'hui. Elle est exposée dans *Cailleux* et *Tricart* (1959, p. 7). Les limites dimensionnelles séparant deux classes granulométriques voisines sont exprimées par le produit 2 mm $\times$ 10^n. Seule la classe des pélites fait exception ; elle commence à partir de 0,050 mm et non 0,020 mm, ceci pour des raisons essentiellement pratiques : le tamis *Afnor* à plus petites mailles actuellement sur le marché est le N° 18, dont les mailles ont 0,050 mm d'écartement.

Nous appelons « *cailloux* » les éléments qui ne franchissent pas le tamis de 2 cm, c'est-à-dire dont la *largeur* est supérieure à 2 cm. Le mot « *blocs* » désigne des cailloux particulièrement gros, dont

la largeur est supérieure à 20 cm. Le mot « cailloutis », que nous emploierons aussi, sert à désigner une *formation* où les cailloux sont prédominants. En principe, et ceci en accord avec un usage généralisé sinon chez les géologues, du moins chez les géographes, nous réservons le terme de « *galets* » à des cailloux présentant un certain degré d'émoussé, témoignant d'une usure par l'érosion fluviale ou marine (cette dernière essentiellement littorale).

Les « *graviers* » sont les éléments compris entre les tamis de 2 cm et 2 mm. Le mot « granules », communément employé par *Boillot,* sert à désigner de petits graviers (2 à 5 mm).

Les « *sables* » sont retenus entre les tamis de 2 mm et 0,050 mm. A l'intérieur de cette catégorie, plusieurs sous-classes étaient possibles. Notre équipe n'en a finalement retenu que deux : les *sables grossiers et moyens* sont compris entre 2 mm et 0,5 mm ; les *sables fins* (la fraction « sablons » de certains auteurs) se situent entre 0,5 et 0,050 mm.

La classe des « *pélites* » commence en dessous du tamis de 0,050 mm. Elle est très peu représentée dans notre domaine. Aussi n'avons-nous pas éprouvé le besoin d'y pratiquer des subdivisions, qui auraient pu rappeler les catégories « silt » et « clay » des auteurs anglo-saxons.

I — LES CAILLOUX

L'étude des cailloux, c'est-à-dire des éléments dont la largeur dépasse 2 centimètres, a été faite en grande partie, pour des raisons de commodité qui ont été exposées au chapitre précédent, sur le pont même du bateau de recherche.

Un premier tri a consisté à éliminer tous les êtres vivants, lamellibranches de toutes tailles, mais aussi oursins, étoiles de mer et toutes les espèces de Bryozoaires qui croissent sur le fond : Porella aux délicates ramures roses, touffes fragiles d'Escharra qui, telles les branches de corail, perdent leurs vives couleurs en mourant. Tous ces éléments vivants qui constituent des « biocoenoses » n'ont pas à figurer, cela va de soi, dans la composition granulométrique du sédiment. Mais outre ceux qu'elle tue, la drague remonte aussi, et parfois en abondance, des débris d'organismes morts. Ceux-là, qui font partie intégrante du sédiment, doivent cependant être classés à part.

A — *SEPARATION DES ELEMENTS ORGANOGENES.*

Il a donc fallu séparer, après en avoir apprécié le volume, non seulement les coquilles de diverses espèces (les plus fréquentes étant du genre Glycymeris, puis Venus, Chlamys, Pecten, etc...) mais aussi les fragments de Bryozoaires morts, reconnaissables à leur couleur blanche, qui parfois représentent la quasi-totalité du volume dragué. De même les coquilles vides, entières ou brisées, existent par place en grande abondance, mais leur signification est très différente de celle des fragments minéraux de même dimension. En effet elles peuvent se trouver « en place », n'ayant pas été dérangées depuis la mort des animaux qui les habitaient : elles constituent dans ce cas de véritables cimetières sous-marins, des « thanatocoenoses » que les biologistes analysent et s'efforcent de dater. Mais elles peuvent également avoir été déplacées par les courants... En présence d'un échantillon de coquilles abondantes, par exemple des *Glycymeris,* et quel que soit leur aspect (très fraîches ou complètement rongées par des organismes perforants), il n'est jamais facile de se prononcer pour l'une ou l'autre hypothèse : thanatocoenose « en place » ou bien « dépotoir » de coquilles qui ont vécu ailleurs, puis ont été amassées là par des courants. On ne peut donc tirer, de la dimension des coquilles recueillies à une station, aucune indication sur la compétence des courants de fond à cet endroit. C'est pourquoi la « granulométrie » d'un lot de coquilles, ou de tous autres débris organiques tant soit peu volumineux, n'a aucune signification, d'où la nécessité de leur séparation d'avec les éléments minéraux de même taille.

Pour la même raison nous avons éliminé toutes les scories et autres débris charbonneux rejetés par les anciens « vapeurs », qui sont très abondants dans ce grand carrefour de navigation qu'est l'Iroise.

B — *DETERMINATION DE LA NATURE DES CAILLOUX.*

Ce premier tri effectué, les cailloux ont été rassemblés par catégories, suivant leur faciès pétrographique.

Les éléments calcaires, extrêmement rares, sont identifiables au premier coup d'œil car ils sont toujours perforés et rongés par des organismes lithophages. Si un doute existe, quelques gouttes d'acide chlorhydrique permettent de le lever. Les silex sont aisément reconnaissables à leurs formes tarabiscotées, et surtout à l'aspect de leur

cassure au marteau géologique. On reconnaît encore assez facilement les roches sédimentaires telles que les schistes et les grès, abondantes au centre de l'Iroise, et qui se rattachent aux séries paléozoïques, mais l'écheveau des roches éruptives et métamorphiques de toutes natures est difficile à déméler. Seul le pétrographe spécialisé peut déterminer ces roches avec certitude. Nous nous sommes donc accommodé d'un classement sommaire en grandes familles : granites, quartz, roches à structure gneissique, grès à grain grossier ou fin, micaschistes, schistes, etc... en notant éventuellement, sur nos carnets d'observation à bord, d'autres indications telles que la couleur ou la dureté.

C — *MORPHOMETRIE DES CAILLOUX.*

Dans tous les cas où le nombre de cailloux recueillis était égal ou supérieur à 20, nous nous sommes astreint à les mesurer. Les dimensions retenues sont L, l, é, r, c'est-à-dire la longueur, la largeur, l'épaisseur et le plus petit rayon de courbure de chaque caillou. Ceci en vue du calcul ultérieur de certains indices de forme, tels que ceux définis par *Cailleux* et *Tricart* (1959, p. 259 et suivantes). Ces mêmes auteurs estiment (p. 266) que des mesures sur un lot de moins de 20 galets n'ont guère de signification. Cependant la drague est parfois avare, et il nous est arrivé de calculer la médiane de l'indice d'émoussé d'un lot de 15 ou 17 galets seulement. Nous le signalerons plus loin.

Les trois premières mesures (L, l et é) ont été faites au double-décimètre, à quelques millimètres près, puis au cours des dernières missions, avec plus de précision, à l'aide d'un pied à coulisse en matière plastique, par conséquent inoxydable et tout indiqué sur le pont d'un bateau. La mesure du plus petit rayon de courbure de chaque galet s'exécute sur une cible *Cailleux,* transparente, insérée entre deux feuilles de plexiglass, précaution indispensable pour manipuler des échantillons mouillés...

Dans certains cas, quand la récolte de la journée était vraiment trop considérable, ou bien les conditions météorologiques trop sévères, nous nous sommes contenté de 2 mesures au lieu de 4, celle de L et r seulement. C'est sans grande conséquence, le seul indice vraiment significatif que nous ayons retenu dans tous les cas étant l'indice d'émoussé (voir chapitre suivant), dans le calcul duquel n'interviennent ni la largeur, ni l'épaisseur des cailloux du lot

étudié. Cependant, quand il s'agit de construire les courbes granulométriques, c'est la mesure de la largeur (et non de la longueur) de chaque caillou qui est nécessaire, mais nous n'avons qu'exceptionnellement construit des courbes granulométriques de cailloux, on verra plus loin pourquoi.

Toutes ces observations et ces mesures effectuées, les lots de cailloux ont été, bien qu'à contre-cœur, rejetés à la mer... Cependant nous avions prélevé d'abord des échantillons-témoins, pour d'éventuelles analyses pétrographiques ultérieures, et nous avons photographié les lots les plus intéressants.

II — LES GRAVIERS ET LES SABLES

Ceux-ci, récoltés dans les conditions que nous avons décrites, ont été analysés au laboratoire, de même que la fraction pélitique des rares échantillons qui en comportaient. On se propose dans ce paragraphe de décrire les diverses opérations pratiquées successivement sur chaque échantillon, et de discuter les méthodes adoptées en évaluant les marges d'erreur qu'elles comportent.

A — *LAVAGE ET SECHAGE DES ECHANTILLONS LES PLUS FINS*

Le séchage spontané qui s'est produit au laboratoire, à travers les sacs de toile où les échantillons étaient conservés, pendant des mois et parfois des années, en attendant leur tour d'analyse, s'est révélé très efficace. La plupart des lots ont pu être tamisés directement, sans nécessiter un lavage à l'eau douce suivi d'un séchage forcé en étuve. Seuls les échantillons de sable fin, et bien sûr aussi tous les sables vaseux, ont dû être lavés ainsi et dessalés, car les petits cristaux de Na Cl, hygroscopiques, agglutinent les grains de sable autour d'eux et faussent les résultats du tamisage. Mais cet effet n'est sensible que sur les sables fins, inférieurs à 0,5 mm. Quand l'échantillon n'en comporte qu'une fraction minime, et dans notre domaine c'est très fréquent, le lavage à l'eau douce constitue une perte de temps. Plusieurs granulométries que nous avons faites deux fois, à titre d'essai, sur un même lot de sable non lavé, puis lavé, ont donné à très peu près les mêmes résultats.

Notons qu'après séchage, le poids de nos échantillons, qui, au débarquement, dépassait presque toujours la livre, ne s'établit plus,

en moyenne, qu'autour de 400 grammes. C'est encore une quantité largement suffisante pour la plupart des analyses courantes.

B — *LA CALCIMETRIE.*

C'est la mesure du taux de carbonate de calcium. Elle a été systématiquement pratiquée sur tous les échantillons. Nous verrons au chapitre suivant que c'est en effet une donnée fondamentale.

La calcimétrie a nécessité plusieurs opérations :

1°) séparation, par un tamisage rapide, à la main, sur le tamis de 2 mm, de la totalité de l'échantillon en deux fractions : les graviers et les sables ;

2°) sur les graviers, qui dans la plupart des cas ne représentent qu'une petite partie de l'ensemble, par exemple 50 grammes sur un poids total de 400, la calcimétrie a été faite par un tri manuel, et à l'œil nu : séparations des fragments coquilliers d'avec les graviers minéraux, et pesées ;

3°) sur la fraction inférieure à 2 mm (sables et éventuellement fraction pélitique) on a pratiqué, après homogénéisation par brassage énergique à l'aide d'une spatule, un prélèvement d'environ 20 grammes ; sur ce prélèvement, finement broyé au pilon et homogénéisé à son tour, on a pratiqué concurremment les deux méthodes de granulométrie classiques :

— la méthode pondérale : attaque à l'acide chlorhydrique, lavage sur papier-filtre, séchage à l'étuve et pesée du résidu décalcifié. Cette méthode est longue, elle consomme beaucoup d'acide, nécessite d'interminables vaisselles et on lui a presque toujours préféré :

— la méthode volumétrique, avec le calcimètre de Bernard (*Cailleux* et *Tricart,* 1959, p. 30) : attaque à l'acide chlorhydique, et mesure du volume de gaz carbonique dégagé, à partir de laquelle on déduit la quantité de CO^3Ca entrée en réaction avec HCl. Cette seconde méthode est beaucoup plus rapide, mais elle est moins précise que la précédente ; elle nécessite des corrections de température et de pression ; de plus on ne peut opérer que sur un poids de sédiment extrêmement petit ; ainsi avec le calcimètre dont nous avons disposé, d'une capacité de 90 centimètres cubes seulement, le poids de calcaire dissous dans l'acide ne peut dépasser 0,4 gramme, puisque la réaction d'HCl en excès sur 0,4 g de CO^3Ca dégage précisément 90 cm^3 de CO^2. En pratique, nous nous sommes même

limité à des fractions de 0,2 gramme, car nos échantillons sont très riches en calcaire, et la précision du calcimètre, de même que la rapidité des lectures, sont plus grandes à mi-capacité. La seule précaution à prendre, pour que ces deux décigrammes soient vraiment représentatifs de la totalité de l'échantillon, c'est d'obtenir une homogénéisation parfaite des 20 grammes de sable broyé au milieu desquels on les prélève ; un excellent broyage, et une parfaite homogénéisation, s'obtiennent en une dizaine de secondes à l'aide d'un moulin à café électrique...

Tableau 2. Comparaison des résultats de 20 analyses calcimétriques par deux méthodes différentes

Numéros des échantillons	Méthode « pondérale » sur 20 grammes		Calcimétrie « Bernard » sur 0,2 gramme		Ecarts	Changements de classe
	% de CO_3Ca	Classe (1)	% de CO_3Ca	Classe		
141	99 %	4	100 %	4	+ 1	NON
103	96 %	4	89 %	4	— 7	NON
102	89 %	4	91 %	4	+ 2	NON
108	84 %	4	87 %	4	+ 3	NON
249	78 %	4	73 %	4	— 5	NON
231	75 %	4	75 %	4	0	NON
226	63 %	3	69 %	3	+ 6	NON
233	58 %	3	59 %	3	+ 1	NON
230	55 %	3	50 %	3	— 5	NON
195	51 %	3	51 %	3	0	NON
167	48 %	2	52 %	3	+ 4	OUI
193	44 %	2	44 %	2	0	NON
197	43 %	2	50 %	3	+ 7	OUI
207	40 %	2	38 %	2	— 2	NON
198	38 %	2	33 %	2	— 5	NON
206	36 %	2	33 %	2	— 3	NON
338	33 %	2	34 %	2	+ 1	NON
353	31 %	2	28 %	1	— 3	OUI
362	28 %	1	24 %	1	— 4	NON
354	25 %	1	22 %	1	— 3	NON

(1) Pour la définition des classes calcimétriques, voir chapitre VIII.

Finalement, les deux méthodes ont donné des résultats comparables. Sans entrer ici dans le détail des calculs, disons seulement que 20 analyses faites par les deux méthodes sur des sables dont la calcimétrie s'échelonnait de 25 à 99 % ont donné les résultats transcrits dans le tableau 2.

Même si certains écarts paraissent considérables, il ne semble pas que les erreurs dues à l'emploi du calcimètre Bernard dépassent

l'ordre de grandeur de l'erreur inévitable due au hasard du prélèvement (puisque de toute façon on ne peut envisager de décalcifier la totalité de l'échantillon...). C'est pourquoi, à partir du N° 400, nous n'avons plus pratiqué que des calcimétries Bernard. On verra au chapitre suivant qu'étant donné la largeur des classes adoptées pour définir et cartographier les zones calcimétriques, la précision obtenue ainsi est très suffisante : d'après le tableau ci-dessus, l'emploi du calcimètre de Bernard n'a « déclassé » que 3 échantillons sur 20, ce qui n'entraîne que d'infimes modifications dans la cartographie.

La seule objection qu'on puisse finalement retenir contre la méthode de Bernard, c'est que la faible quantité des résidus de décalcification obtenus, à supposer qu'on les récupère, ne permet pas de les étudier, en particulier qu'elle rend impossible leur analyse granulométrique. Mais nous n'avons qu'exceptionnellement pratiqué l'analyse granulométrique de la fraction décalcifiée, nous allons dire pourquoi, et dans ce cas nous avons préféré procéder encore par la méthode volumétrique, en opérant une calcimétrie Bernard sur le refus de chaque tamis, plutôt que d'avoir à appliquer la méthode pondérale sur une grande quantité de sédiments, avec les manutentions d'acide que cela entraîne.

La calcimétrie partielle des graviers obtenue comme on l'a dit, puis celle des éléments plus fins déterminée avec le calcimètre de Bernard, nous avons multiplié chacun de ces deux taux partiels par le % des graviers et sables dans l'échantillon total, pour obtenir finalement, par addition de ces deux produits, le taux global de la fraction gravier-sable. C'est ce taux global qui sert à déterminer les classes calcimétriques.

C — *LA GRANULOMETRIE*

L'analyse granulométrique des graviers et des sables a été exécutée sur deux séries de tamis « A.F.N.O.R. ».

Les graviers qui, nous l'avons vu, ont déjà été séparés des sables par un tamisage à la main, en vue de leur calcimétrie partielle, ont été placés en haut d'une colonne de 10 passoires à trous ronds dont les diamètres décroissent de 2 centimètres à 2 millimètres, selon une progression géométrique de raison $\sqrt[10]{10}$ (passoires A.F.N.O.R. N° 43 à 34).

Les sables (auxquels on a joint la fraction sableuse éventuelle-

ment récupérée sous la dernière passoire des graviers, et que le premier tamisage à la main, trop rapide, n'avait pas séparé complètement) ont été tamisés sur une colonne de 16 tamis (A.F.N.O.R. N° 33 à 18) à mailles carrées, dont l'écartement décroît selon la même progression.

Ces opérations ayant concerné plus de 1.000 échantillons et s'étant poursuivies durant 8 années, les conditions des tamisages n'ont pas été rigoureusement constantes :

1°) La machine à secousses employée de 1961 à 1965 au laboratoire de Géographie de Caen était du type « Rotex ». Cet appareil, qui inflige à la colonne de tamis un mouvement circulaire autour d'un axe vertical, en même temps qu'un marteau de caoutchouc vient frapper le couvercle à intervalles réguliers, est très efficace, peut-être même un peu trop... Tenant compte du fait que la plupart de nos sables sont très fragiles, par suite de l'abondance de leurs constituants organogènes calcaires, nous avons limité à 8 minutes la durée de chaque tamisage. Pour *Berthois* (1959, b, p. 29) c'est la durée minimale permettant d'éviter les erreurs dues à un tamisage incomplet.

2°) A partir de 1965, la machine Rotex ayant fait son temps a été remplacée par une tamiseuse électromagnétique *Fristch* (type « Pulvérisette »). Il a fallu augmenter considérablement le temps du tamisage, et le porter à 12 minutes, pour être certain d'un tamisage complet.

3°) Un certain nombre d'échantillons, en 1966 et 1967, ont été confiés au Centre de Géomorphologie du C.N.R.S. à Caen. Ils ont été tamisés dans les mêmes conditions (tamis A.F.N.O.R., tamiseuse *Fritsch)* mais le temps de tamisage, sans doute grâce à un meilleur réglage de l'appareil, a pu être limité à 10 minutes.

En dépit de ces petites différences opératoires, les résultats obtenus semblent homogènes : nous avons eu soin de procéder à plusieurs vérifications, en retamisant sur notre seconde machine des échantillons variés étudiés autrefois sur l'ancienne, et en vérifiant certains des résultats obtenus au Centre de Géomorphologie ; les écarts entre les différentes mesures n'ont pas dépassé 5 %, ce qui, si l'on tient compte d'autres facteurs d'erreur inhérents à la méthode elle-même, particulièrement grossière, du tamisage mécanique, semble négligeable.

Le principal avantage de la machine *Fritsch* c'est sa forte capacité. On peut y tamiser la totalité de l'échantillon, soit en moyenne

400 grammes, tandis que sur la *Rotex* à secousses on ne pouvait guère dépasser 200 grammes, sous peine de provoquer un ballant très gênant. Il fallait donc opérer sur une partie de l'échantillon, préalablement séparée par la « méthode des cases » *(Berthois,* 1959 b, p. 16), ce qui faisait perdre le temps gagné sur la durée du tamisage, tout en augmentant le risque d'erreurs.

Nous n'avons pas jugé utile de faire, systématiquement, la *granulométrie des échantillons décalcifiés.* Nous l'avons pratiquée seulement sur une centaine. Compte tenu de la perte de temps énorme qu'une analyse systématique de tous les échantillons décalcifiés aurait représenté, l'opération n'est guère rentable. C'est la granulométrie complète du sédiment sableux, calcaire et non calcaire, qui importe, et qui reflète les conditions hydrodynamiques existant réellement sur le fond de l'océan. C'est seulement quand les courbes granulométriques globales, préalablement construites, présentent certaines particularités (par exemple des inflexions pouvant témoigner du mélange de deux stocks différents) que la construction d'une courbe granulométrique de l'échantillon décalcifié peut être utile. Mais dans la plupart des cas le simple examen de l'échantillon global, ou de quelques grammes de résidus de décalcification, à l'aide de la loupe binoculaire, est déjà très instructif.

D — *EXAMEN A LA LOUPE BINOCULAIRE. IDENTIFICATION DES PARTICULES ORGANIQUES. MORPHOSCOPIE DES QUARTZ.*

Pour fastidieuse qu'elle soit, l'analyse granulométrique par tamisages successifs présente cependant un avantage : elle permet à l'opérateur d'observer minutieusement le refus de chaque tamis, et d'y faire des constatations qui lui auraient échappé au cours d'une analyse en vrac. Cet examen rapide de chaque refus n'allonge pas de beaucoup les opérations de pesées. On place directement sous la loupe, avant de le vider, chacun des tamis, et l'on identifie les constituants les plus fréquents ; les débris organiques se retrouvent en général sur les tamis les plus larges, les sables quartzeux se regroupent sur les tamis inférieurs. Lorsqu'on a repéré le tamis sur lequel reviennent le plus fréquemment d'importantes concentrations d'un organisme quelconque (par exemple les fragments de *Cellaria,* le plus souvent compris entre 0,63 et 0.50 mm), on peut exécuter des *comptages* qui permettent de définir certains faciès (ainsi les « sables à *Cellaria* » de *Boillot,* 1964, p. 163) ou

de mettre en évidence certains gradients (comme la diminution du nombre des débris d'une espèce littorale en allant de la côte vers le large, et la décroissance de leurs calibres).

Les aspects de surface des grains de quartz contenus dans les sables peuvent aussi donner lieu à des études morphoscopiques. Cela a été fait sur une centaine d'échantillons choisis parmi les plus riches en quartz, c'est-à-dire les moins calcaires, à des profondeurs variables. Nous ne décrirons pas en détail la méthode suivie ; elle est indiquée dans *Cailleux* et *Tricart* (1959). Les résultats de ces morphoscopies seront présentés au chapitre XI. De même une étude des minéraux lourds a été effectuée par le Centre de Géomorphologie de Caen sur une vingtaine d'échantillons répartis dans la Baie de Douarnenez et au centre de l'Iroise ; nous y reviendrons au chapitre XII.

C'est également en Baie de Douarnenez que nous avons trouvé les seuls échantillons de sables vaseux comportant un taux de pélites suffisant pour justifier des analyses de granulométrie fine. Dans ce cas, nous l'avons vu, il est nécessaire de laver l'échantillon avant de le soumettre au tamisage. Ce lavage s'opère sur un tamis de 0,050 mm et c'est en pesant le refus, après séchage, qu'on détermine, par différence avec le poids initial, le taux de pélites de l'échantillon. Les rares échantillons dépassant le taux de 5 % ont été confiés au Centre de Géomorphologie de Caen, où ils ont été analysés en série dans l'appareil à bain-marie de *Rivière.* Les résultats seront présentés en troisième partie.

III — REPRESENTATION GRAPHIQUE DES ANALYSES GRANULOMETRIQUES ET CHOIX DES PARAMETRES

A — *COURBES GRANULOMETRIQUES.*

Les résultats des analyses granulométriques ont été transcrits sous forme de courbes de cumulation rétrograde sur un graphique portant en abscisses logarithmiques les diamètres des grains retenus sur chaque tamis, et en ordonnées gaussiennes les pourcentages pondéraux. Selon une suggestion de *Berthois* (1959 b) adoptée par la plupart des chercheurs depuis quelques années, les ordonnées gaussiennes ont été préférées aux ordonnées arithmétiques parce qu'elles permettent de mettre en évidence les distributions banales, du type normal dit de « Laplace-Gauss » *(Rosfelder,* 1961). La

courbe cumulative d'un sédiment de ce type, qui serait, sur un graphique en ordonnées arithmétiques, une « courbe en S » parfaitement symétrique de part et d'autre d'un point d'inflexion central, se présente, en coordonnées gaussiennes, sous forme d'une droite. La plupart des courbes présentent en fait des accidents, ruptures de pente ou inflexions qui témoignent d'irrégularités dans la distribution, en particulier dans le cas des mélanges.

Dans le cas d'un sédiment comportant plusieurs phases granulométriques, des plus grossières aux plus fines, galets, graviers, sables, il serait très souhaitable de construire une seule courbe granulométrique s'étalant sur l'ensemble des dimensions. Dans la pratique une telle courbe est difficile à réaliser, par suite de l'incertitude des raccords, d'une part entre galets et graviers, d'autre part entre graviers et sables.

1°) *Raccord entre la courbe granulométrique de la fraction grossière (cailloux) et celle de la fraction plus fine (graviers-sables).*

La courbe granulométrique des cailloux est délicate à établir : elle nécessite la mesure de la *largeur* de tous les cailloux d'un échantillon donné, puis leur classement. C'est-à-dire qu'il faut compter le nombre de cailloux appartenant à chaque classe dimensionnelle. On peut alors construire une courbe cumulative *numérique* ; mais il n'est pas possible de la raccorder à la courbe cumulative des graviers et des sables, qui est une courbe *pondérale.* C'est seulement dans le cas, fort rare, où l'on a pu rapporter au laboratoire la totalité des cailloux contenus dans un dragage, et peser les lots de chaque classe, qu'une courbe granulométrique complète cailloux-graviers-sables a pu être établie.

C'est se donner bien du mal pour un résultat douteux : il faut tenir compte, en effet, de l'imprécision du pourcentage des cailloux par rapport au poids total d'un échantillon dragué ; nous l'avons dit au chapitre précédent, même quand on s'est astreint à des pesées précises de galets, sur le bateau, on a constaté la grande variation qui existe entre deux dragages faits coup sur coup au même point... Ou encore, en deux points voisins, la drague va récolter un même sable, qui appartient visiblement, pour l'observateur le moins averti, à une seule et même formation, mais mêlé à des proportions de galets différentes, 5 % et 20 % par exemple ; si l'on s'obstine à construire les courbes granulométriques globales (à supposer qu'on ait résolu le problème du raccord), on va obtenir deux courbes tout-à-fait différentes (et sans intérêt) simplement à

cause de la variation de la proportion de galets, tandis que les deux courbes des sables, construites seules, après élimination des galets, vont confirmer, si elles sont superposables, qu'il s'agit bien d'une seule et même formation sableuse, et permettre peut-être d'en préciser la genèse.

Pour toutes ces raisons, nous n'avons qu'exceptionnellement représenté les cailloux sur nos courbes granulométriques globales, ce qui ne nous a pas empêché de les étudier à part dans les échantillons où leur proportion est prépondérante. Dans ce cas nous avons appliqué la méthode des classes mises au point par *Hommeril* (1961). Cette méthode présente l'avantage de classer les cailloux, non suivant leur largeur, mais leur longueur. Et c'est précisément les longueurs que nous avons systématiquement mesurées, à bord (pour établir les indices d'émoussé) tandis que les mesures de largeurs ont été parfois omises.

2°) *Raccord entre la courbe des graviers et celle des sables.*

Les graviers, on l'a vu, ont été tamisés sur des passoires à trous circulaires, tandis que les sables ont traversé une colonne de tamis de toile de laiton à mailles carrées. Dans le cas de grains parfaitement sphériques, la taille du plus gros grain franchissant une passoire correspond au *diamètre* des trous, celle d'un grain traversant un tamis à la *médiane* des carrés, c'est-à-dire à l'écartement moyen des mailles. En pratique, de nombreux grains par exemple les sables schisteux ou micacés, ou les fragments de fines coquilles, sont aplatis et ont tendance à franchir les tamis, non suivant les médianes m des mailles carrées, mais suivant leurs diagonales m $\sqrt{2}$. Cela se traduit par la présence d'un tamis vide ou presque vide, quand on passe des graviers aux sables, et donc par un palier au raccord des deux courbes granulométriques. Le problème n'a pas échappé à *Hommeril* (1964 c) qui propose de prendre, pour dimension moyenne de chaque refus des tamis de toile, une valeur $m' = 1{,}3$ m (le coefficient 1,3 étant un terme moyen entre 1 et 1,414, pour tenir compte du fait que les grains ne sont jamais ni parfaitement sphériques, ni rigoureusement plats). Nous avons adopté cette correction. Elle se fait sans aucun calcul, directement sur le graphique, en opérant une translation vers la gauche, sur tous les points de la courbe granulométrique qui correspondent aux sables. C'est la raison du double étalonnage de l'échelle logarithmique des abscisses, à partir de la phase « sables », qui figure sur tous nos graphiques granulométriques.

La rareté des pélites dans notre domaine nous a épargné un troisième problème de raccord, lui aussi assez délicat, entre la courbe granulométrique des sables, obtenue par tamisage, et celle des pélites connue par la méthode de décantation. Nous n'avons pas construit de courbes globales sables-pélites.

B — *PARAMETRES.*

L'intérêt des courbes granulométriques réside dans le fait qu'on peut y calculer directement, par résolution graphique, certains indices et paramètres qui servent à définir les sédiments et à les comparer. A la suite d'*Hommeril* (1967 a, p. 46) appliquant lui-même les propositions de normalisation de *Rosfelder* (1961) nous avons adopté la notation cologarithmique de base 2, dite notation « Phi », introduite en granulométrie par *Krumbein* (1936). Le nombre « Phi » est le cologarithme de base 2 de la dimension millimétrique. L'échelle des Phi figure en abscisse, au bas de tous nos graphiques granulométriques.

Sur chaque courbe cumulative, nous avons déterminé systématiquement deux paramètres :

1°) *la médiane* (Md) de la distribution, qui est l'abscisse (en millimètres ou en Phi) du point où la courbe cumulative atteint 50 % ;

2° *l'indice de dispersion* de *Rosfelder* « sigma 68 » qui est par définition

$$\sigma 68 = \frac{P_{84} - P_{16}}{2}$$

(les deux percentiles P_{84} et P_{16} étant mesurés en unités Phi). Tout comme *Hommeril,* nous pensons que le calcul de cet indice est préférable à celui du « Sorting Index » de *Trask* (1932), lequel est basé sur l'écart entre le premier et le troisième quartiles (P_{25} et P_{75}) et qui ne traduit par conséquent que la dispersion de la moitié du sédiment ; l'indice de *Rosfelder* porte sur 68 %, ce qui est bien préférable.

Toutes ces analyses de laboratoire, et les représentations graphiques de leurs résultats seraient assez vaines si elles n'aboutissaient pas à des conclusions sur la génèse des sédiments et sur les lois de leur distribution spatiale. La cartographie de cette distribution fait précisément l'objet du prochain chapitre.

CHAPITRE VIII

LA CARTOGRAPHIE DES SÉDIMENTS

Les premières cartes à grande échelle représentant les sédiments du plateau continental en bordure de l'ensemble des côtes françaises ont été dressées par *Thoulet* (1899). Il utilisait comme fond topographique les cartes de navigation existantes, ainsi, pour sa feuille N° 11, qui concerne notre région, la carte marine 5.316, au 1/119.460. Ces « cartes lithologiques sous-marines des côtes de France » sont essentiellement *qualitatives,* c'est-à-dire que chaque type de sédiment est défini selon des critères d'aspect, mais sans aucune analyse quantitative. *Thoulet* distingue ainsi :

pierres,
galets,
gros gravier et petit gravier,
sable,
sable vaseux et vase sableuse,
vase ;

il note également les fonds rocheux, et des indications sur la nature du sédiment :

coquilles vivantes ou entières,
coquilles brisées,
coquilles moulues,
madrépores, maërl,

ou sur la végétation sous-marine : herbiers.

Le principal défaut des cartes de *Thoulet,* c'est qu'elles sont établies à partir de sources insuffisantes, voire douteuses, à savoir les sondages au plomb suiffé exécutés depuis le siècle dernier par le Service Hydrographique de la Marine. Ces cartes ont cependant le mérite d'exister, et c'est à partir d'elles qu'on a pu dresser une

carte à plus petite échelle, la carte de l'Atlas de France au 1/1.250.000, Mers et Côtes (1936), établie pour le tracé et la nature des côtes par *Briquet,* de *Martonne, Perpillou* et *Bénevent,* et pour la lithologie sous-marine par *Dangeard,* ce dernier utilisant aussi largement, pour les fonds de la Manche, les résultats de ses propres travaux à bord du *Pourquoi-pas (Dangeard,* 1928).

Disposant de données *quantitatives* précises, portant sur un réseau de dragages relativement serré, nous nous sommes trouvé, à notre tour, devant le problème de la représentation cartographique des sédiments sous-marins.

Problème délicat : l'abondance même des données quantitatives imposait nécessairement des sacrifices. Dans un premier temps nous avons dressé quelques ébauches de *cartes analytiques,* isolant un paramètre tel que la médiane granulométrique ou le taux calcimétrique. Mais la multiplication de cartes analytiques n'est pas souhaitable, et pour aboutir à une *carte synthétique* superposant des indications variées, et demeurant néanmoins lisible, grâce à l'emploi de plusieurs couleurs, il a fallu bien des travaux d'approche... Ces travaux ont été menés en équipe, et c'est très certainement leur caractère collectif, en même temps que l'aide financière du C.N.E.X.O., qui leur a permis d'aboutir.

I — LES CARTES ANALYTIQUES

La représentation la plus immédiate d'un fait susceptible d'être cartographié, c'est son indication par un symbole ponctuel, à l'emplacement où il a été constaté ; c'est le système des *cartes par points.* Ainsi on peut, sur un fond situant tous les dragages, construire une carte par points indiquant la fraction granulométrique dominante dans chaque échantillon ; c'est ce que nous avons fait dans une étude préliminaire du vestibule du Goulet de Brest (*Hinschberger,* 1964). C'est aussi par points qu'est construite la « Carte géomorphologique et sédimentologique du Golfe Normand-Breton » à l'échelle du 1/10.000 (*Beigbeder,* 1964 a).

Si la densité des indications ponctuelles est suffisante, on peut tenter, par interpolation, de définir des zones où les caractères du sédiment sont constants ; ou bien, s'il s'agit de faits mesurables, on peut réunir entre eux, par des lignes isométriques, les points présentant la même valeur ; ainsi les cartes du Mors Bras établies par *Vanney* (1965) comportent l'indication des indices aréniques et des indices pélitiques. C'est aussi le cas des cartes de *Guilcher*

et *Pruleau* (1962) concernant la partie orientale de la Rade de Brest.

Il est tentant, pour donner une première idée de la distribution des sédiments sur un fond marin, de construire une carte des médianes granulométriques permettant de faire ressortir les zones de sédimentation grossière (médiane élevée) et celles de sédimentation fine. Cette méthode est pratiquée volontiers par les chercheurs anglo-saxons ; ainsi dans les travaux de *Shepard* (1956) sur le delta du Mississipi, de *Gorsline* et *Emery* (1959) devant les côtes californiennes, des cartes de médianes (median diameter) sont-elles présentées systématiquement. Mais ces cartes ne constituent qu'une approche, passablement grossière, de la réalité sédimentaire : une même médiane de 0,3 millimètre pourra représenter un sable moyen très bien classé, ou au contraire un mélange de sables grossiers et de sables fins en proportions variables. D'où la nécessité de construire d'autres cartes analytiques pour donner des précisions complémentaires ; c'est ce que font les auteurs précédents, en cartographiant les indices de classement, ou bien le rapport entre deux fractions granulométriques différentes.

Cette multiplication des cartes analytiques rend difficile leur utilisation. Et leur élaboration est fort longue, du moins lorsqu'on ne dispose pas d'une calculatrice électronique accouplée à une machine imprimante capable de tracer directement, sur un fond de carte établi une fois pour toutes, les courbes d'égales valeurs de n'importe quel paramètre, selon la fantaisie de l'utilisateur...

Finalement de telles cartes peuvent présenter un intérêt local, par exemple pour souligner, dans un estuaire, les variations de la fraction vaseuse dans les sédiments *(Guilcher* et *Pruleau,* 1962), ou bien, dans une baie comme celle de Douarnenez, la concentration des sables les plus fins dans les secteurs les plus abrités de la houle du large (fig. 33). Mais nous avons dû renoncer à dresser systématiquement des cartes analytiques d'ensemble, préférant porter tout notre effort sur la réalisation d'une carte de synthèse.

II — PRESENTATION DE LA CARTE SEDIMENTOLOGIQUE SOUS-MARINE

(feuille de *Brest* au 1/100.000, hors-texte en couleurs)

Les travaux de *Boillot* (1960 a) au large de Roscoff avaient abouti à l'édition d'une carte des sédiments particulièrement détail-

lée, à l'échelle du 1/45.500. Cette carte en noir représente le maximum de faits cartographiables sans le secours de la couleur. C'est à *Boillot* que revient le mérite d'avoir lancé l'idée d'une carte sédimentologique générale, établie en équipe par tous les chercheurs, géologues et géographes, travaillant sur le plateau continental français. Sous la direction de MM. *Guilcher* et *Dangeard,* qui surent convaincre le C.N.E.X.O. de s'intéresser à cette opération, les chercheurs océanographes des laboratoires de Géographie de Paris et de Géologie de Caen, auxquels se joignirent ensuite les équipes dirigées par M. *Ruellan* et Mme *Duboul-Razavet,* se mirent d'accord, non sans de multiples tâtonnements, pour adopter des principes cartographiques communs et une légende pouvant convenir à tous.

On trouvera dans l'ouvrage d'*Hommeril* (1967 b) tout le détail de cette laborieuse mise au point collective, ainsi que des essais préliminares de cartes en couleurs inédites comme le sien propre (Ouest du Cotentin) ou comme ceux de *Boillot* (Nord de Roscoff), de *Vanney* (Mor Bras) et le nôtre (vestibule du Goulet de Brest).

Les 5 premières feuilles sont sorties des presses de l'Institut Géographique National en 1969 ; ce sont :

— Saint-Vaast-la-Hougue *(Larsonneur),*
— Bricquebec *(Hommeril),*
— Saint-Nazaire *(Vanney),*
— Brest *(Hinschberger),*
— Pont-Croix *(Saint-Requier).*

Un exemplaire de la carte de Brest figure en annexe, parmi les planches hors-texte de cet ouvrage.

On trouvera, dans la première colonne de la notice explicative, les différents critères mesurables qui ont été retenus pour la cartographie des sédiments, et dans la légende les modèles de trames choisis, dans chaque couleur, pour en figurer les variations. Nous voulons simplement ajouter ici quelques indications complémentaires.

L'échelle adoptée, le 1/100.000, nous a paru très suffisante pour représenter l'état actuel de nos connaissances sur les sédiments proches des côtes et permettre un certain degré de généralisation. Le choix d'une échelle plus grande, le 1/50.000 par exemple, outre qu'il eût quadruplé le nombre des cartes à réaliser, et

donc aussi le coût de leur édition, aurait nécessité des dragages beaucoup plus serrés que ceux dont nous disposons, et la plupart des auteurs de cartes se seraient vus dans la nécessité d'en différer, de longtemps peut-être, la réalisation.

Le type de projection (conique Lambert), de même que le découpage des feuilles, ont été adoptés pour des raisons de commodité : c'est parce qu'existaient déjà les cartes topographiques terrestres au 1/100.000 de l'Institut Géographique National, et que cet Institut pouvait nous fournir sans délai des fonds de toutes les cartes littorales, à une échelle uniforme, et pouvant être assemblées, tandis que les cartes marines du Service Hydrographique sont à des échelles variées et ne sont donc pas jointives.

L'inconvénient de ce choix, c'est que la projection adoptée est équivalente, et non conforme, c'est-à-dire qu'elle respecte les rapports de surfaces, mais qu'elle déforme quelque peu les angles. Tandis que les cartes marines, destinées à tracer des routes, ont adopté la projection dite Mercator Universelle Transverse, qui est conforme. C'est pourquoi il est précisé que les cartes sédimentologiques « ne peuvent être utilisées pour la navigation ». Dans la pratique cela a peu d'importance : les limites des zones sédimentaires ne sont pas repérées avec une précision telle que le passage d'une projection à une autre puisse poser de sérieux problèmes...

La feuille de Brest est loin de représenter tout notre domaine d'études ; elle n'en couvre guère plus du tiers. Mais elle est en position centrale, et donne un éventail assez complet des types de sédiments qui existent en Iroise et aux abords. La Rade de Brest, qui est en dehors de notre terrain, a été cartographiée à partir d'une minute au 1/50.000 établie par *A.* et *Y. Moign* pour la partie occidentale, et d'après les cartes analytiques auxquelles nous avons fait allusion ci-dessus, qui figurent dans le travail de *Guilcher* et *Pruleau* (1962) pour la partie orientale. Nous avons participé à la réalisation de la carte voisine au Sud, celle de Pont-Croix (A. Saint-Requier), pour la partie nord, en bordure de la Chaussée de Sein, et nous préparons actuellement la carte voisine au Nord, celle de Plabennec (en collaboration avec *A.M. Marec)* et celle de l'Ouest (confins de l'Iroise avec la Mer Celtique).

L'exécution de telles cartes suppose l'analyse préalable de tous les échantillons, et la détermination, pour chacun d'eux, d'un indice *granulométrique* défini par les conventions suivantes :

A — *CAILLOUTIS* (indice C).

Les formations comportant des cailloux sont réparties en 4 classes :

C^1 : de 5 à 20 % du sédiment total,

C^2 : de 20 à 50 %,

C^3 : de 50 à 80 %,

C^4 : plus de 80 %.

Ces pourcentages, nous l'avons vu au chapitre VI, sont en principe évalués en poids, en fait appréciés volumétriquement, et approximativement, à bord du navire. Si l'échantillon comporte moins de 5 % de cailloux, on n'en tient pas compte ; s'il en comporte plus de 80 % (indice C^4), on ne tient pas compte, dans la cartographie, des autres phases plus fines.

B — *SABLES ET GRAVIERS* (Indice S).

Ces deux phases granulométriques sont connues avec une grande précision, puisqu'on a établi, après tamisage, toutes les courbes granulométriques correspondantes.

Ce qu'on a voulu faire ressortir, c'est la *variété des mélanges* qui existent, dans les fonds sous-marins, entre graviers et sables. La phase « sables » quant à elle, étant définie beaucoup trop largement (5 unités « Phi », contre 3 pour les graviers), il a paru nécessaire de distinguer les *sables grossiers* (de 2 millimètres à 0,5 millimètre) des *sables fins* (0,5 à 0,05 mm). C'est donc à un mélange de 3 phases (graviers, sables grossiers, sables fins) qu'on a finalement affaire, et le diagramme triangulaire qui figure dans la légende de notre carte montre qu'on a distingué ainsi, suivant les variations des pourcentages respectifs de ces 3 phases dans le mélange, les 5 classes suivantes :

S^1 : Graviers (plus de 60 % de graviers),

S^2 : Graviers sableux (de 40 à 60 % de graviers),

S^3 : Sables graveleux (de 20 à 40 % de graviers),

S^4 : Sables grossiers (moins de 20 % de graviers, le reste comportant plus de sables grossiers que de sables fins),

S^5 : Sables fins (moins de 20 % de graviers, le reste comportant plus de sables fins que de sables grossiers).

Le découpage du triangle peut être compliqué bien davantage ; celui-ci a le mérite de la simplicité. Il a été imaginé par *Larsonneur,* pour sa carte de Saint-Vaast-La Hougue, et nous l'avons adopté pour la feuille de Brest, de même que A. *Saint-Requier,* pour la feuille de Pont-Croix.

C — *PELITES* (Indice P).

Notre équipe a adopté, pour les classes de concentration croissante en pélites, les mêmes limites que pour celles des cailloux :

P^1 : de 5 à 20 % du sédiment total,

P^2 : de 20 à 50 %,

P^3 : de 50 à 80 %,

P^4 : de 80 à 100 %.

Dans notre domaine, seuls figurent les indices P^1 et P^2, et cette deuxième classe n'est représentée qu'en 3 points, au centre-nord de la Baie de Douarnenez.

Nous appelons *indice granulométrique* la formule de une, deux ou trois lettres (C, S et P) affectées chacune d'un chiffre permettant d'énoncer simplement les caractéristiques granulométriques de chaque échantillon dragué. Nous publions en hors-texte (Planche 2) la carte complète des indices granulométriques. On y trouvera également le signe R, qui représente les dragages infructueux, sur *fonds rocheux,* et parfois aussi le signe Rc (rares cailloux sur fond rocheux) employé lorsque la dissémination des cailloux est trop grande pour qu'on envisage d'adopter l'indice C^4.

A partir de cette carte par points, quelque peu rebutante, nous avons réalisé une carte (Planche h.t. 3) de répartition des sédiments plus directement utilisable. Mais même celle-ci, présentée en noir, est d'un abord plus ingrat que la carte sédimentologique en couleurs, et d'ailleurs beaucoup moins complète que cette dernière, car elle ne comporte pas les rubriques suivantes :

D — *TENEUR EN CALCAIRE* (Ca).

Nous ne tenons pas compte, dans le calcul de cette teneur, de la fraction cailloux. Il s'agit uniquement du taux de calcimétrie des phases graviers-sables-pélites. Par conséquent dans les formations de « cailloutis purs » (classe C^4) les rayures jaunes verticales plus

ou moins serrées qui représentent la calcimétrie n'apparaissent jamais. Quatre classes calcimétriques ont été distinguées :

Ca^1 : de 10 à 30 % de calcaire,
Ca^2 : de 30 à 50 %,
Ca^3 : de 50 à 70 %,
Ca^4 : de 70 à 100 %.

E — *FACIES SEDIMENTAIRES PARTICULIERS*

Cette dernière rubrique a pour but de permettre aux divers auteurs de cartes d'ajouter des indications sur la nature particulière de certains sédiments, par exemple les concentrations de coquilles, ou bien les graviers riches en débris phycogènes tels que le Maërl (algues calcaires du genre Lithothamnium). Mais il faut bien préciser ici qu'il n'est question que de *débris morts,* incorporés au sédiment, et qu'on n'a pas cherché à cartographier les bancs de coquillages vivants, ni les limites exactes des zones où prospère le maërl vif : la carte de la faune benthique reste à faire, nos collègues biologistes y travaillent, et cette carte sédimentologique réalisée la première doit pouvoir leur servir simplement de cadre. Les futures cartes biologiques, ou mieux écologiques, constitueront d'ailleurs un complément indispensable aux cartes sédimentologiques, et il serait très souhaitable qu'elles soient réalisées à la même échelle, et suivant le même découpage. Il existe en effet des rapports étroits entre la nature des sédiments et les communautés animales qui y vivent, les travaux de *Cabioch* (1968), *Glemarec* (1965), et les premiers résultats publiés par *A. Toulemont* qui a travaillé avec nous sur l'Iroise *(Hinschberger, Saint-Requier* et *Toulemont,* 1967) l'ont bien montré.

On peut, pour clore ce chapitre, poser le problème de la *précision* de nos cartes sédimentologiques. En théorie, la précision des limites de chaque zone de sédiments cartographiée n'est pas supérieure à l'espacement moyen de nos dragages ; or ceux-ci sont souvent distants d'un kilomètre, ce qui représente un centimètre à l'échelle du 1/100.000. Dans la pratique, heureusement, le degré d'imprécision est moindre ! En effet, au voisinage des côtes, où les types de sédiments varient sur de courtes distances, par exemple dans toute la Rade de Brest et dans le vestibule du Goulet, les dragages sont beaucoup plus serrés qu'au large, où les zones sédimentaires sont plus monotones. De plus, là où les renseignements directs faisaient défaut, nous avons eu recours aux indications des

cartes marines, et surtout, d'une façon systématique, nous avons tenu compte des moindres accidents du relief sous-marin, connus grâce aux bandes de sondages, pour délimiter le plus précisément possible les fonds rocheux d'avec les nappes sédimentaires qui, nous l'avons dit plus haut, sont aisément décelables par la différence d'aspect des enregistrements.

De toutes façons, notre équipe a renoncé à matérialiser par un trait noir les limites des différentes zones sédimentaires, si bien que les différentes trames colorées se distinguent mal les unes des autres, la transition entre deux trames voisines se faisant insensiblement. Ce procédé cartographique présente à nos yeux un avantage plutôt qu'un inconvénient, parce qu'il évite l'impression d'une précision illusoire, et qu'il est plus conforme à la réalité : le passage d'une nappe de graviers à une nappe de sables fins par exemple, se fait presque toujours insensiblement, au fond de la mer, par l'intermédiaire d'une zone de transition.

Le seul problème que ces cartes n'ont pas résolu, et pour cause, c'est celui des *fonds instables...* En certains endroits, heureusement très rares, la pellicule sédimentaire est mobile, sujette à des variations de nature, et peut même disparaître complètement à certains moments de l'année ; c'est le cas des fonds balayés par de forts courants. Sur notre carte de Brest, le Goulet en est un bon exemple ; les dragages que nous y avons faits, au même endroit, à des moments différents, ont ramené tantôt des cailloutis sans aucune trace de sable, tantôt un mélange, en proportions égales, de cailloux, sables et graviers, et les plongeurs de l'équipe *Moign* ont vu, sur le fond du Goulet, en morte-eau, un tapis uniquement sableux. Dans un tel cas, la carte sédimentologique ne peut guère représenter qu'une situation moyenne. Seules des cartes « dynamiques », comme celle réalisée par *Beigbeder* et *Verger* (1967) à la Pointe d'Arçay, pourraient serrer de plus près la réalité mouvante.

Mais il faut bien souligner que *ces fonds instables constituent des cas tout-à-fait exceptionnels,* et ce qui nous a frappé au contraire, au cours de 8 années de recherches, c'est la *permanence de la répartition d'ensemble,* et même des formes de détail des accumulations de sédiments.

Dans l'ensemble donc, les sédiments paraissent en équilibre avec les conditions actuelles de la dynamique marine ; encore fallait-il le démontrer : nous allons tenter de le faire dans les pages qui suivent.

CHAPITRE IX

LA RÉPARTITION DES SÉDIMENTS GROSSIERS : LES FONDS DE CAILLOUTIS

L'examen des cartes sédimentologiques (Pl. 3 et Feuille de Brest) révèle, passée la première impression de confusion, une certaine ordonnance dans la disposition des sédiments : les cailloutis, plus ou moins mêlés à des graviers de même nature, sont rassemblés surtout au voisinage des fonds rocheux ; les sables tapissent les profondeurs du large, mais sont présents aussi dans les baies abritées et ils s'amassent, par endroits, en vastes dunes sous-marines. Si la mise en place des éléments grossiers, galets et graviers, ne peut s'expliquer sans faire intervenir le passé géologique, et plus précisément les régressions quaternaires, il semble que les éléments plus fins, et notamment les amas sableux, soient en équilibre avec les forces marines actuelles.

Il n'est pas possible de mener de front l'étude de deux ensembles aussi différents ; celle des éléments grossiers, les cailloutis, fait à elle seule l'objet de ce chapitre.

I — FONDS ROCHEUX ET CAILLOUTIS

La formation que nous appelons « cailloutis », dans laquelle sont inclus tous les éléments minéraux supérieurs à 2 centimètres, aussi bien les cailloux anguleux que les galets bien émoussés, est inséparable des fonds rocheux. Ceux-ci sont ourlés, très généralement, de bandes de cailloutis plus ou moins larges, parfois « purs »

plus souvent mêlés à des graviers sableux. Il n'existe aucun ensemble de cailloutis « purs » (classe C^4) qui soit totalement isolé des affleurements rocheux : toutes les nappes de C^4 se rattachent, d'un côté ou de l'autre, à un fond rocheux.

Les *fonds rocheux* découverts de sédiments, les « hard grounds », ou encore, selon une expression d'*Hommeril* (1967 a), les fonds « asédimentaires », correspondent en majeure partie sur nos cartes aux profondeurs les plus faibles : Plateau de Molène et ses annexes de la Helle, des Plâtresses, de la Basse Meur et des Pierres Noires, Chaussée de Sein et ses prolongements occidentaux de la Chimère, plateau des Fillettes et de Mengam, qui sépare les deux passes nord et sud du Goulet, etc... Mais ce n'est pas une règle absolue : au Nord d'Ouessant les profondeurs atteignent 100 mètres et pourtant le fond n'est pas sédimenté ; de même le long glacis rocheux qui s'étend à l'Ouest du Cap de la Chèvre et des Tas de Pois, plus profond que la Baie de Douarnenez, constitue un hard ground de plusieurs dizaines de km^2. Pareillement au Sud de la Chaussée de Sein, un autre glacis s'amorce sur notre carte (Pl. 3) et se poursuit sur la feuille voisine (Pont-Croix au 1/100.000, par *A. Saint-Requier)* jusqu'à une trentaine de mètres de profondeur. Inversement il peut exister des placages de sable, et des traînées de galets, perchés sur des fonds rocheux à très faible profondeur : certains ont été décrits en détails sur le Plateau de Molène et autour de l'Ile de Sein par *Guilcher* (1959 b), et nous en avons trouvé d'autres, sur la Chaussée, jusqu'au voisinage d'Ar Men.

Les *cailloutis,* qu'on trouve souvent, épars, au milieu des fonds rocheux (signe Rc de notre Planche 2), se rassemblent plus volontiers dans les creux et sur leurs pourtours. C'est dans le Nord de notre domaine, autour d'Ouessant, que les formations caillouteuses sont le plus abondamment représentées (fig. 19) : deux longues nappes de C^4 s'étalent aux deux débouchés du Fromveur, deux autres bordent, vers le Nord-Est et vers le Sud-Ouest, le large fond rocheux qui sépare Ouessant de la Fosse. Autour de ces quatre nappes qui sont aux points cardinaux de l'île, des nappes se sédiments moins grossiers (C^3, C^2 et C^1) mêlés à des graviers et à des sables ménagent un passage progressif vers les fonds de sable de l'entrée de la Manche et du centre de l'Iroise.

On retrouve deux nappes de C^4, mais moins étendues, de part et d'autre d'Ar Men, sur la Chaussée, et quelques autres encore sont réparties sur le glacis devant la presqu'île de Crozon. Les

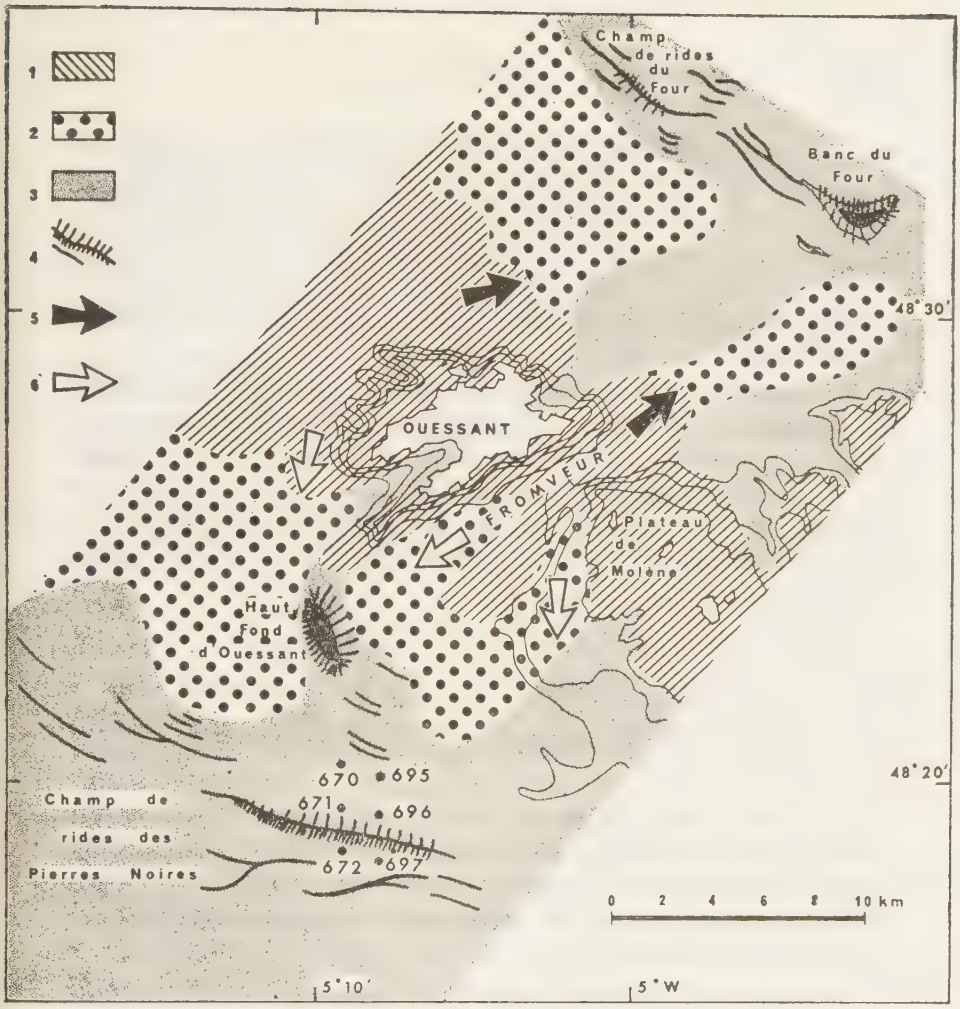


Figure 19. La répartition des sédiments dans les parages d'Ouessant

1. Fonds rocheux. 2. Nappes de cailloutis. 3. Bancs de sable. 4. Principales rides de sable, avec l'indication de leurs dissymétries : les hachures serrées correspondent aux pentes les plus fortes, les hachures espacées aux pentes les plus faibles. 5. Direction des courants de flot. 6. Direction des courants de jusant.

Cette figure qui reproduit, en la schématisant, une partie de la planche hors-texte N° 3, illustre bien l'effet des courants de marée autour d'Ouessant : au Sud et au Nord de l'île, les courants qui s'accélèrent en contournant les obstables formés par Ouessant et le Plateau de Molène, empêchent toute sédimentation sur le fond. Un peu plus loin les courants sont encore assez puissants pour débarrasser les cailloutis de toute trace de sable. Au-delà, les deux courants convergent et s'amortissent en formant de vastes champs d'épandage de sable accidentés de rides dissymétriques dont les pentes faibles sont « au courant », les pentes fortes « sous le courant » formateurs. Dans l'axe de l'île les formations sableuses ont pu se maintenir dans deux zones d'abri : la Baie de Lampaul, à l'écart des courants de marée, mais très exposée aux tempêtes de Sud-Ouest, est recouverte de sables grossiers et de graviers ; la Baie du Stiff et son prolongement vers le Nord-Est, bien protégés des courants aussi bien que des vents, sont le domaine des sables fins.

cailloutis sont représentés aussi dans le talweg axial de la Baie de Douarnenez, mêlés à des sédiments fins. Cette localisation dans les talwegs est assez fréquente (c'est très net en certains points du glacis de Crozon) mais pas systématique ; ainsi la vallée de la Helle s'amorce dans des cailloux, entre 10 et 20 mètres, mais la plus grande partie de son cours, entre 30 et 60 mètres, est tapissée de sable fin très légèrement vaseux.

La répartition des cailloutis, abondants dans le Nord, plus disséminés au Sud de l'Iroise, se comprend si l'on tient compte de l'environnement : c'est aux environs d'Ouessant que se termine la longue bande de cailloutis cartographiée dans la Manche par *Boillot* (1961 b, 1964). Entre les « cailloutis de la Manche » et la « Grande vasière » du Golfe de Gascogne, l'Iroise ensablée assure la transition.

II — PETROGRAPHIE DES FORMATIONS CAILLOUTEUSES ; LEUR PROVENANCE LOCALE

Bien que n'ayant pas poussé très loin, faute de compétence, nos analyses pétrographiques, nous sommes convaincus d'un fait primordial : la provenance locale de la plus grande partie des cailloutis sous-marins ; et cela est vrai aussi des éléments un peu plus petits : les graviers minéraux.

Cela se vérifie surtout à faible et à moyenne profondeurs ; les fonds rocheux sont bordés de nappes de cailloutis de même nature, et qui semblent donc en provenir directement. Ainsi au Nord, en bordure des petits plateaux des Plâtresses et de la Basse Meur, les cailloutis sont constitués surtout de granite à biotite et cristaux de feldspath porphyroïdes (dragages N^{os} 1184, 1185, 1191, 1192, 1203, 1205, 1220) ; au Nord des îles de Bannec et de Balanec (N° 1189) et 1200), on retrouve les mêmes granites à biotite, avec des granites à deux micas et quelques gneiss granulitiques ; au S.O. du Plateau de Molène, dans les dragages N^{os} 854 et 855, les granites à biotite ont disparu et les gneiss sont prépondérants, mêlés à quelques granites à deux micas. Or toutes ces roches affleurent au voisinage immédiat, dans les îles du Plateau de Molène (voir chapitre II et figure 6).

Dans le vestibule du Goulet de Brest, en Baie de Douarnenez et sur le glacis de Crozon, on change radicalement de province pétrographique ; les schistes abondent, et doivent se rattacher aux séries

siluriennes et dévoniennes de la Presqu'île de Crozon ou au Briovérien du Porzay ; ils sont débités en éléments de petite taille, et souvent les graviers prennent le pas sur les galets. Les granites se font rares, sauf exception, mais les grès quartzites abondent ; ils proviennent certainement des nombreux affleurements sous-marins de Grès Armoricain que nous avons identifiés en plongée. Au voisinage du Cap de la Chèvre, il s'y mêle, dans certains échantillons, outre des schistes, des grès grossiers rouges « lie de vin » qu'on peut sans doute rattracher au « poudingue pourpré » cambrien.

Aux pieds nord et sud de la Chaussée de Sein les granites font leur réapparition. Mais dès qu'on s'éloigne de la Chaussée de quelques milles dans le Sud du Chat au du Guéveur, on retrouve des schistes, gris ou bleutés, peu résistants, tout-à-fait semblables à ceux qu'on arrache en place, sur le fond de ce glacis rocheux.

Notons cependant que les deux nappes de cailloutis les plus profondes, au Nord et à l'Ouest d'Ouessant, sont de nature pétrographique très variée ; il s'y mèle des granites, des grès, des quartz, toutes les espèces de roches cristallines, sans compter des silex, et parfois aussi des fragments d'un conglomérat à ciment calcaire déjà signalé dans la Manche par *Dangeard* (1929) et *Boillot* (1964). Ces cailloutis plus variés sont aussi très généralement mieux émoussés que les précédents.

III — MORPHOMETRIE DES FORMATIONS CAILLOUTEUSES : CAILLOUX ANGULEUX ET GALETS « VRAIS »

Les mesures de L et de r, pratiquées à bord comme il a été dit plus haut (chapitre VII) ont permis de calculer les *indices d'émoussé* suivant la formule :

$$\frac{2000\ r}{L}$$

Nous avons renoncé à calculer les indices d'émoussé des échantillons schisteux tels que ceux de la Baie de Douarnenez ou du glacis de Crozon. Les schistes en effet sont fragiles et cassent au lieu de s'émousser ; ils se débitent en bâtonnets et en plaquettes ; ils donnent des galets de petite taille et aussi d'abondants graviers. Par contre, les grès quartzites, les granites, les quartz, et d'une façon

générale l'ensemble des roches cristallines ou cristallophylliennes s'émoussent de façon comparable, et dans les parages d'Ouessant, du Plateau de Molène et de la Chaussée, nous avons pu calculer les médianes d'indices d'émoussé sur une centaine de lots de cailloutis. Seuls les silex, présents dans certains dragages d'Ouessant, ont été éliminés, à cause de leurs formes très particulières.

Les résultats de ces mesures sont en accord avec ceux de l'analyse pétrographique : la plupart des cailloutis sont très peu émoussés ; ils n'ont pas subi de transport, ce qui confirme leur provenance locale. Les médianes d'indices d'émoussé, dans la majorité des cas, se tiennent entre 100 et 200. Par exemple, au pied des petits plateaux de la Helle, des Plâtresses et de la Basse Meur, entre — 20 et — 50 mètres, les indices sont les suivants :

Dragage N° 1178 : 172
N° 1191 : 103
N° 1192 : 173
N° 1215 : 158

Au pied de la Chaussée de Sein, les cailloutis granitiques, entre — 50 et — 60 mètres, sont encore très anguleux (N° 1382 : 220). L'indice d'émoussé s'accroît lorsqu'on s'éloigne de la Chaussée vers le Nord, mais sans atteindre de très grandes valeurs (N° 1383 : 270). Autre exemple de ce léger accroissement au Nord de Sein : N° 395 : 72 - N° 394 : 114 - N° 645 : 170.

Ces indices très faibles sont bien la preuve que ces matériaux ont subi peu de transport, ou pas du tout. Ce sont des éboulis, ou bien des débris incorporés dans d'anciennes coulées de head comme celles qui recouvrent les falaises des côtes voisines, ou encore, sur les glacis en pente trop faible pour avoir connu des coulées de solifluxion, des roches fragmentées sur place, par cryoclase, et qui n'ont pratiquement pas bougé, ou fort peu, au moment du retour de la mer.

Les indices d'émoussé plus forts, qu'on rencontre sur certains lots de galets « vrais », sont d'autant plus remarquables qu'ils sont plus rares. A cet égard, l'examen du tableau 3 est instructif.

Le tableau met en évidence la singularité, déjà entrevue à propos de la pétrographie, des deux nappes de cailloutis les plus profondes, vers — 90 ou — 100 mètres, au Nord et à l'Ouest d'Ouessant : ce sont des galets assez bien roulés. Alors que les deux nappes aux débouchés du Fromveur, composées d'éléments peu émoussés, semblent avoir une origine locale, les cailloutis plus profonds, au-delà

d'Ouessant et jusqu'au fond de la Fosse, appartiennent à n'en pas douter à cette grande nappe de « cailloutis de la Manche » qui portent les traces d'une érosion dans l'eau. Ruissellement torrentiel comme le pense *Boillot* (1964) ? ou bien érosion marine ? Cette dernière hypothèse n'est pas absurde si l'on a soin de la restreindre aux deux nappes d'Ouessant : la profondeur où elles se trouvent en effet, nous l'avons vu, correspond à un ou même plusieurs stationnements du niveau marin, et il n'est pas impossible que ces galets soient les débris éparpillés d'anciens cordons littoraux.

Tableau 3. Médianes d'indices d'émoussé (M.I.E.) de quelques lots de galets des quatre grandes nappes situées autour d'Ouessant

Au Nord-Est du Fromveur		Au Sud-Ouest du Fromveur		A l'Ouest d'Ouessant		Au Nord d'Ouessant	
N° Ech.	M.I.E.	N° Ech.	M.I.E.	N° Ech.	M.I.E.	N° Ech.	M.I.E.
1189	160	824	253	650	422	1251	400
1185	123	827	229	651	385	1256	444
1186	190	847	278	652	350	1286	400
1202	228			660	355		
1205	250			662	330		
1204	231			665	335		
1175	94						

D'autres lots de galets sont mieux arrondis encore ; ainsi vers 60 mètres de profondeur, au Nord du Plateau de Molène, et juste en contre-bas du palier, bien marqué ici de 50 à 55 mètres (fig.13), les dragages N°s 1200 et 1217 ont des médianes d'indices d'émoussé élevées, respectivement 920 et 490 ; le premier résultat peut être discutable, car il a été calculé sur une dizaine de galets seulement ; mais le second porte sur 40 galets, de longueurs comprises entre 14 et 3 centimètres. La valeur de la médiane n'a d'ailleurs pas beaucoup de sens, lorsque la drague remonte un mélange de cailloux très anguleux et de beaux galets ; c'est le cas du N° 1233 dans la vallée des Pierres Noires, à — 52 mètres. La médiane d'indices d'émoussé de ce lot n'est que de 300 ; mais le 1/3 des galets dépassent 400 et quelques-uns, très arrondis (650 à 770) font penser, tout comme certains galets du N° 1217, à des galets d'un cordon littoral. On aurait donc, là encore, autour du Plateau de Molène, des débris de cordons littoraux correspondant au niveau de — 50 à — 55 mètres signalé au chapitre V.

A un niveau un peu supérieur, entre — 40 et — 50 mètres, au

Sud-Ouest de Molène, les dragages N°s 854 et 855 ont donné quelques galets moyennement émoussés (N° 854 : 380 ; N° 855 : 260) mais surtout d'abondants graviers minéraux admirablement roulés qui évoquent tout-à-fait une formation de grève littorale.

Nous avons tout naturellement été amené à chercher des galets d'un cordon éventuel sur le beau palier situé à — 50 — 55 mètres au Nord de la Chaussée de Sein ; nous n'y avons dragué que des éboulis anguleux, avec quelques galets rares, mêlés à du sable graveleux. Le cordon, s'il existe ici, a dû subir des avatars : démantèlement et dispersion lors de la transgression, ou bien ensevelissement sous des éboulis, ou des coulées de solifluxion, ou tout simplement ensablement actuel.

Nous avons recherché aussi si dans les talwegs des vallées que nous avons cartographiées (fig. 10), des cailloutis plus particulièrement émoussés ne proviendraient pas d'anciennes alluvions fluviatiles. Les résultats ne sont pas convaincants. Il est vrai que les fonds des plus belles vallées sous-marines, celle de la Helle, la vallée axiale de la Baie de Douarnenez, et surtout celle de l'Elorn, sont très généralement ensablés. De toutes façons il est bien délicat, lorsque l'on trouve un galet dans un talweg, de départager, dans son façonnement, ce qui est dû à l'action marine et ce qui revient à l'érosion fluviale... Tous les galets de notre domaine en effet, même si certains proviennent d'anciennes formations alluviales, ont pu, à un moment ou à un autre, être incorporés dans des cordons littoraux.

Quelle que soit leur origine, les galets « vrais », répétons-le, sont bien plus rares que les cailloutis anguleux. Mais il serait maladroit d'opposer trop systématiquement les deux ensembles : les uns et les autres ont subi des actions cryoclastiques, comme le prouve l'aspect de certains galets, bien émoussés sur une face, mais cassés, et qu'on peut trouver à toutes les profondeurs. Il n'est pas étonnant, dans ces conditions, que les cordons littoraux soient si difficiles à mettre en évidence : ils ont dû, après leur formation, connaître une émersion sous un climat froid, ce qui, avant même le retour transgressif de la mer, n'a pas peu contribué à leur démantèlement.

Il ne faudrait pas non plus imaginer que la provenance locale des cailloutis anguleux soit une règle stricte. En plein milieu du glacis de Crozon, où n'affleurent, semble-t-il, que des schistes et des grès paléozoïques, la drague a récolté, au N° 562, des fragments granitiques anguleux ; ceux-ci, de même que certains silex récoltés

en Baie de Douarnenez, ne peuvent guère s'expliquer qu'en faisant appel à des radeaux de glaces flottantes. Cette explication, qui avait été avancée par *Dangeard* (1929) peut rendre compte de quelques bizarreries, mais elle ne saurait être généralisée.

La présence de galets allogènes a été signalée aussi en de nombreux points du littoral. Dans la plupart des cas, le simple mécanisme de la « dérive littorale » suffit à en rendre compte. Mais dans le cas d'une île, on ne peut faire appel à un tel mécanisme de transport. Ainsi, à Sein, *Guilcher* (1948) a signalé la présence de très nombreux galets de grès armoricain dans les plages anciennes, galets que l'on retrouve aussi mobilisés dans les plages actuelles qui en dérivent. Et ce ne sont pas que des galets de petite taille : il est très fréquent d'en trouver dépassant 10 cm de long, parfois 15 cm. Or les affleurements de grès armoricain ne sont attestés de façon sûre, nous l'avons dit au chapitre II, que jusqu'à la Basse du Laborieux, et la bathymétrie permet de les prolonger sans doute jusqu'aux abords du Haut Fond d'Ar Men. Mais cela n'amène pas ces affleurement à moins de 15 km de l'île de Sein. Peut-être une autre crête de grès, celle qui prolonge la Pointe de Dinan, s'avance-t-elle un peu plus près (10 km) ? C'est encore une distance considérable, et il faut supposer que les transgressions quaternaires ont dû être assez puissantes, et assez nombreuses, pour pousser devant elles en remontant les pentes qui limitent la Chaussée vers le Nord, des cordons littoraux incorporant ces galets de grès armoricain. On ne voit guère d'autre hypothèse pour expliquer leur présence ici en si grand nombre.

De la même façon, sur les grèves au Sud de l'île on trouve de nombreux schistes bleus plus ou moins métamorphiques qui doivent provenir d'affleurements sous-marins du large *(Hinschberger, Saint-Requier, Toulemont,* 1967), mais ici la distance (quelques kilomètres seulement), les pentes, et même la densité du matériau sont moins considérables... Pourtant la présence, dans ces mêmes grèves méridionales, de galets de microgranite, reste beaucoup plus mystérieuse, car les recherches d'*A. Saint-Requier* en Baie d'Audierne n'ont pas permis, jusqu'à présent d'en découvrir un affleurement sous-marin.

Il est utile de souligner, en conclusion de ce chapitre, que l'ensemble des formations caillouteuses, arrondies ou non, ne subissent plus, dans les conditions actuelles, aucune usure, et sans doute aussi aucun déplacement : ce sont des formations fossiles, des étages géologiques. A une exception près, celle d'un lot de 12 galets bien

polis recueillis à faible profondeur (13 mètres) au N° 791, dans le chenal du Four, tous nos cailloutis sont encroûtés d'organismes (1), souvent sur toutes leurs faces, et diverses espèces de faune dressée, telles les fragiles touffes de Cellaria, ou les petites plumes des Hydraires, sont installées sur leurs faces supérieures. Cela prouve que les cailloux sont immobiles sur le fond et que, même s'ils sont balayés par des courants capables de prendre du sable en suspension, cela ne suffit pas à les polir. Même les galets du Goulet de Brest, dont nous disions plus haut qu'il leur arrive d'être complètement recouverts de sable, sont encroûtés. Ces encroûtements, c'est vrai, ne nécessitent pas des siècles pour se former. Mais même les organismes à développement rapide, comme ceux du genre Lithophyllum, ne se renouvellent pas dans l'intervalle de deux marées de vive-eau... C'est pourquoi il ne fait aucun doute que tous les encroûtements biologiques, quels qu'il soient, témoignent de l'absence d'érosion actuelle des cailloutis, sinon de leur parfaite immobilité ; d'ailleurs s'il leur arrive de bouger, ce ne peut être que par suite du déchaussement du sable intersticiel, et donc sur de très courtes distances : il n'y a pas, actuellement, dans notre domaine, de véritable transport de galets au fond de la mer.

Au reste la compétence des courants de marée, sauf peut-être dans les parties les moins profondes du Goulet et du Four, est tout-à-fait insuffisante pour provoquer de tels transports. Les courants n'agissent que sur les sédiments plus fins, graviers coquilliers et sables, dont ils commandent la répartition. Celle-ci fait l'objet du prochain chapitre.

---

(1) Parfois, les encroûtements biologiques sont tellement épais que le galet disparaît complètement dans cet emballage et qu'on ne peut plus se rendre compte ni de sa nature ni de sa forme. C'est le cas de multiples petits galets du dragage IR 276 en forme de « pralines » assez comparables à celles décrites dans le détroit sicilo-tunisien par *J.J. Blanc* (1958, p. 108). Il serait intéressant de faire identifier ces organismes, qui sont peut-être fossiles...

CHAPITRE X

LA RÉPARTITION DES BANCS DE SABLE ET SES RAPPORTS AVEC LES COURANTS DE MARÉE

Dès le début de nos recherches, notre attention a été attirée par l'existence de hauts-fonds de sable situés aux extrémités nord et sud de l'Iroise, dans les parages d'Ouessant et de la Chaussée de Sein. En une seule campagne (août-septembre 1961) nous avons réussi à lever la topographie des quatre hauts-fonds principaux en y effectuant une soixantaine de dragages. Les résultats de ce travail ont été présentés dans deux publications (*Hinschberger* et *Guilcher,* 1962, *Hinschberger,* 1963). On y trouvera des cartes bathymétriques détaillées du Banc du Four, du Haut-Fond d'Ouessant, du Haut-Fond d'Ar Men et du Kafarnao, ainsi que les courbes granulométriques des sables qui les constituent. La localisation de ces bancs et leurs formes dissymétriques nous ont permis de les interpréter comme des *dépôts d'accumulation actuelle,* dans les zones où s'amortissent les violents courants de marée qui contournent les obstacles d'Ouessant, du Plateau de Molène et de la Chaussée. Cette explication, déjà proposée par *Guilcher* (1959 b, p. 114) a été confirmée par l'étude précise des bancs et par des mesures de courant que nous présentons plus loin. Auparavant nous allons décrire l'ensemble des formes d'accumulation sableuses que nos recherches ultérieures ont permis de cartographier, et qui sont justiciables des mêmes explications que les quatre bancs principaux.

I — DESCRIPTION DES ACCUMULATIONS SABLEUSES : HAUTS-FONDS ET CHAMPS DE RIDES DISSYMETRIQUES

Ces accumulations se groupent en deux ensembles, le premier à peu de distance d'Ouessant, le second de part et d'autre de la Chaussée de Sein.

A — *DANS LES PARAGES D'OUESSANT* (fig. 19) les fonds ensablés occupent de vastes surfaces, à quelques milles au NE et au SO de l'île.

Au NE, le *Banc du Four* (Pr. 7) s'élève à — 38 mètres au-dessus des fonds de — 60 à — 70. Il a donc une trentaine de mètres de hauteur et sa base mesure 3 km sur 1,5 km. Il se prolonge, vers le Nord et vers le NO, par un grand champ de rides (que nous proposons d'appeler « *Champ de rides du Four* ») orientées NO-SE, et dont les profils transversaux sont nettement dissymétriques, avec des pentes plus fortes tournées vers le NE, c'est-à-dire vers l'entrée de la Manche (fig. 20 et Pr. 8).

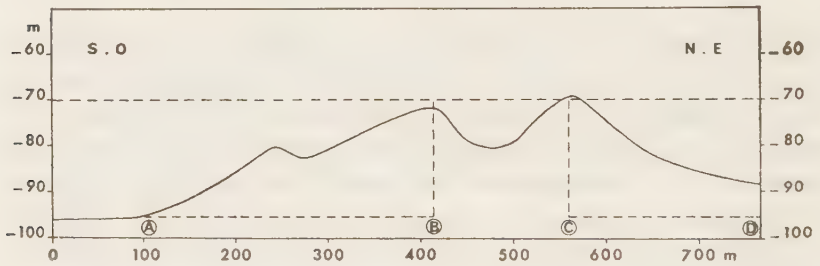


Figure 20. Coupe en travers de deux ridins à l'Ouest du Banc du Four

Au SO d'Ouessant, le *Haut-Fond d'Ouessant* (Pr. 9 et 11) est un peu plus important que le Banc du Four (4 km sur 2 ; sommet à — 45 mètres sur des fonds de — 90). Il est placé juste dans l'axe du Fromveur et son profil présente une dissymétrie en sens inverse de celle des rides du Four, c'est-à-dire que sa pente la plus forte est tournée vers le SO. Non loin du Haut-Fond d'Ouessant, une vaste accumulation que nous avons appelée « *Champ de rides des Pierres Noires* » (à cause de la proximité des roches des Pierres Noires) est comme une réplique du Champ de rides du Four. Les deux rides principales de cet ensemble (fig. 21 et Pr. 10 et 11) s'allongent de l'Est vers l'Ouest ; la plus haute est nettement dissymétrique et présente comme le Haut-Fond d'Ouessant, sa pente

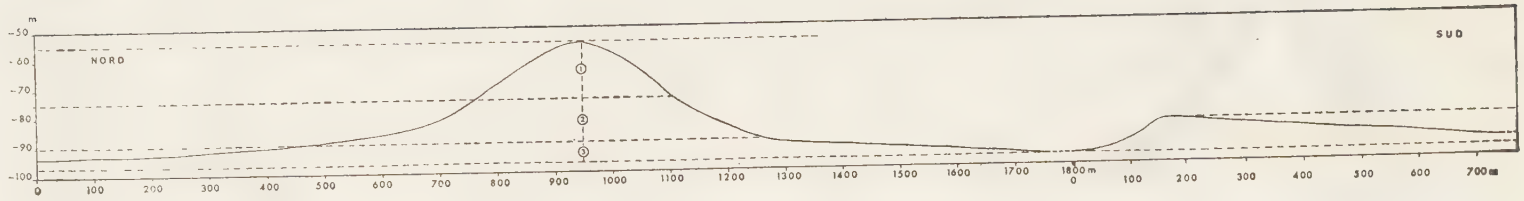


Figure 21. Coupe en travers de deux ridins au Sud du Haut-Fond d'Ouessant

(d'après le profil 10)

Figure 22. Bancs et rides de sable de part et d'autre de la Chaussée de Sein
Flèches noires : principaux courants de flot. Flèches blanches : principaux courants de jusant

forte vers le Sud. L'autre, la plus méridionale, fait front vers le Nord, mais comme elle est située juste dans le prolongement de la Chaussée des Pierres Noires, on peut se demander s'il n'y a pas là, sous une mince pellicule de sable, un relief rocheux.

B — *DE PART ET D'AUTRE DE LA CHAUSSEE DE SEIN,* et de son prolongement de la Chimère, on retrouve des formes comparables (fig. 22).

De petites rides de 3 à 4 mètres de hauteur courent sur le fond, parallèlement à la barrière rocheuse de la Chimère, à quelque distance vers le Sud. Mais c'est à proximité de la Chaussée, beaucoup plus élevée que la Chimère, qu'on trouve les plus belles accumulations de toute l'Iroise.

Le *Haut-Fond d'Ar Men,* au Nord du phare de ce nom, culmine à — 60 mètres sur des fonds de — 85 et sa base mesure 6 km sur 3,5 km. Il est légèrement dissymétrique, avec une pente un peu plus forte vers le Nord (Pr. 12).

Le *Kafarnao* lui fait pendant au Sud de la Chaussée. C'est le plus beau champ de rides de tout notre domaine. Dans sa partie nord, il présente une topographie tumulteuse de rides courtes et multiples qui font songer aux vagues désordonnées de la « mer du vent », et qui justifie bien le nom de « Capharnaüm » que lui donnent les pêcheurs de Sein (1). Puis les rides se régularisent vers le Sud, en même temps qu'elles s'agrandissent, un peu comme la houle qui succède aux vagues, quand on s'éloigne du lieu de la tempête... Ces grandes rides du Sud sont toutes nettement dissy-

(1) Le nom du « Kafarnao » ne figure pas sur les cartes marines. Mais Guilcher (1950) le signale dans son enquête de toponymie nautique. Nous avons trouvé aussi une autre référence : Dans le roman de *H. Quéffélec* « Un feu s'allume sur l'océan », qui raconte la construction du phare d'Ar Men, on trouve la phrase suivante : « De hautes lames sciaient et cisaillaient là-bas les champs de la grande base à turbots, le « Capharnaüm », qui méritait son appellation grotesque... ». Le romancier semble penser que c'est l'agitation de la surface de la mer qui explique ce curieux toponyme. Nous croyons qu'il s'agit plutôt d'une allusion à la topographie du fond. La mer n'est pas spécialement agitée au-dessus du Kafarnao ; au contraire le jusant, après avoir franchi la Chaussée en bouillonnant, se calme comme par enchantement.

métriques, avec leurs pentes fortes vers le Sud (fig. 23 et Pr. 13 et 14).

Une ride isolée, le *banc de Lila,* également dissymétrique et présentant sa pente la plus forte au Sud, s'étend parallèlement à la Chaussée de Sein, juste en son milieu.

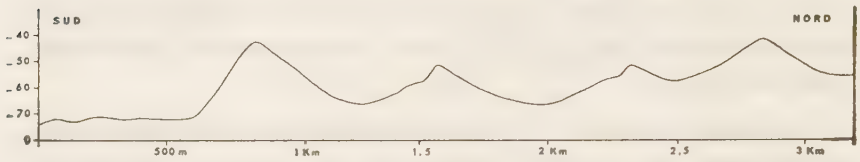


Figure 23. Profil en travers des grandes rides du Kafarnao (partie sud) (voir aussi prof. 14)

Enfin, aux débouchés du Raz de Sein existent plusieurs bancs de sable de taille modeste ; le *banc de Talou* (qui nous a été signalé par des îliens au NE de l'île), et deux autres que nous avons découverts par hasard sur nos bandes de sondage et que nous proposons d'appeler *banc de Tévennec* (au Nord du Raz, à peu de distance à l'Est de l'îlot de Tévennec) (Pr. 15) et *banc de la Vieille,* ensemble de rides situées à proximité immédiate du phare de la Vieille, dans le Sud. Ce dernier banc est trop près des brisants pour avoir pu être cartographié en détail, mais les deux autres, au Nord du Raz, ont été levés avec précision.

Le banc de Tévennec est orienté NNE-SSO, tout comme le Haut-Fond d'Ar Men, mais il est nettement plus petit : il mesure 2,4 km sur 1 km. Son point culminant est situé sous 23 mètres d'eau, soit, au-dessus des fonds voisins à — 36 mètres, une hauteur relative de 13 mètres. Son flanc occidental est accidenté de huit rides parallèles dont les hauteurs vont de 4 à 8 mètres, et les longueurs d'onde de 80 à 150 mètres ; son flanc oriental est en pente plus régulière (Pr. 15).

Sur le versant sud-ouest du talweg qui, entre Sein et l'îlot de Tévennec, constitue l'ensellement du Raz, un autre banc, « An Talou », est un peu plus compliqué que le précédent, car il est double, composé de deux rides juxtaposées culminant à la même hauteur et séparées par une dépression (fig. 24).

La ride la plus septentrionale est la plus importante : large à la base de 1 000 mètres et longue de 800, elle culmine à —18 mètres, dominant les fonds voisins d'une vingtaine de mètres. Au Sud-Ouest, un couloir sépare cette ride de la suivante. La ride

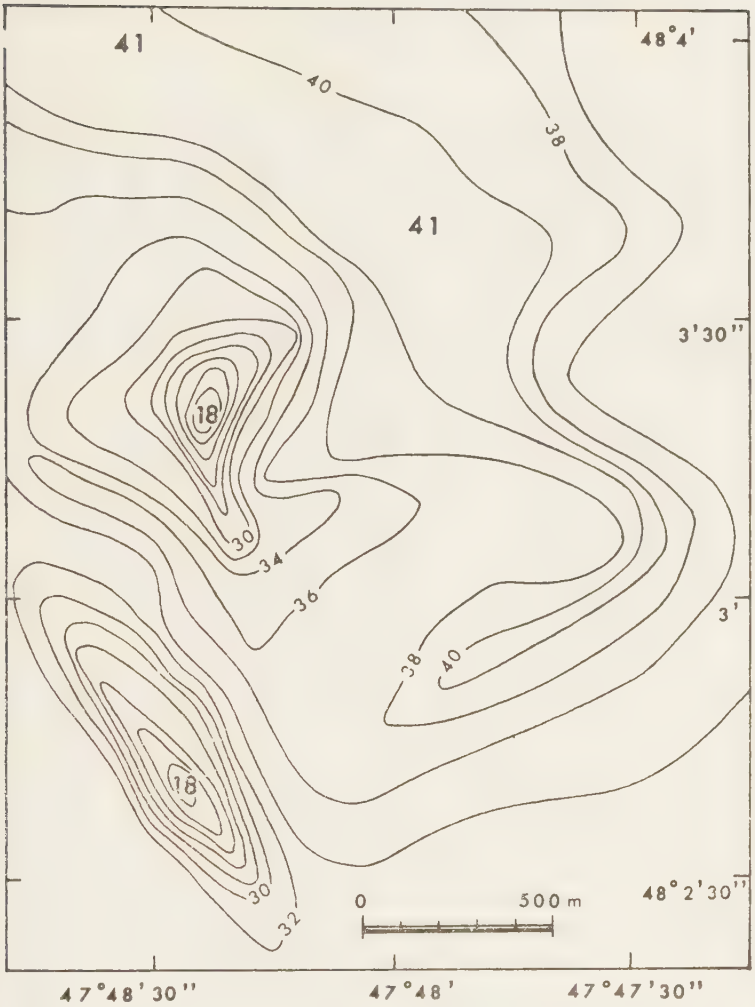


Figure 24. An Talou. Carte bathymétrique de détail
(Equidistance des isobathes : 2 mètres)

méridionale est un peu moins étendue et plus effilée. Comme sa voisine, elle a son sommet à —18 mètres. Les pentes de ces rides sont variables, entre 10 et 20 %. A la différence de celles du banc de Tévennec, elles ne présentent pas de dissymétrie bien nette.

D'autres bancs de sable existent encore, notamment à l'entrée de la Baie de Douarnenez et à la sortie du Goulet de Brest. Ils seront présentés au chapitre XII.

Tableau 4. Caractéristiques granulométriques des sables du champ de rides des Pierres Noires

N°	Profondeur	Indice granulométrique	Médiane	σ 68	N°	Profondeur	Indice granulométrique	Médiane	σ 68
670	90 m	S_4	0,6 mm	1,9	695	84 m	S_4	1 mm	1,8
671	91 m	S_3	0,5 mm	2,6	696	85 m	S_3	0,45 mm	2,2
672	92 m	S_5	0,3 mm	1,5	697	93 m	S_5	0,43 mm	1,7

(Les positions des 6 échantillons sont indiquées fig. 19)

Tableau 5. Caractéristiques granulométriques des sables des Bancs du Talou et de Tévennec

	Banc du Talou					Banc du Tévennec				
	N°	Profondeur	Indice granulométrique	Médiane	σ 68	N°	Profondeur	Indice granulométrique	Médiane	σ 68
Sommet	88	25 m	S_1	1,5 mm	0,45	552	26 m	S_4	1,3 mm	0,35
	96	25 m	S_4	1,5 mm	0,6	553	21 m	S_4	1,5 mm	0,45
Pied	87	37 m	S_2	2 mm	1,4	551	36 m	$S_2\ C_2$	2 mm	1,5
	412	36 m	$S_1\ C_1$	4,5 mm	**1,9**	554	36 m	S_1	5 mm	0,8

(Les positions des échantillons sont indiquées fig. 22).

II — LE MATERIEL SABLEUX

Le matériel sableux qui constitue les quatre hauts-fonds principaux a déjà été étudié (*Hinschberger,* 1963). Rappelons-en les caractères. Il s'agit d'un sable extrêmement calcaire : les 2/3 des 76 échantillons analysés renferment plus de 90 % de CO_3Ca, et plusieurs avoisinent 99 %. Le sable de Kafarnao est le plus totalement calcaire, celui du Haut-Fond d'Ouessant comporte une fraction minérale moins négligeable. Ce calcaire est exclusivement organogène : fragments de Lamellibranches, piquants d'Oursins, spicules d'Ophiures, etc... et surtout nombreux articles de *Cellaria,* ce qui montre que ce sable continue la grande nappe de « sables à *Cellaria* » caractérisée et cartographiée par *Boillot* (1964) à l'entrée de la Manche. Ces sables sont très homogènes, grossiers (catégorie « S^4 »), la médiane granulométrique, de même que le maximum, généralement unique, sont compris entre 0,75 et 0,45 millimètres. Le classement est presque toujours très bon et contraste avec le mauvais classement des formations de sable et gravier plus hétérogènes qui existent à la base des bancs.

Ces mêmes traits caractérisent les sables des champs de rides et des bancs plus modestes que nous avons découverts ultérieurement. L'exemple du *Champ de rides des Pierres Noires* est particulièrement significatif. Les courbes granulométriques des échantillons 670, 671, 672 et 695, 696, 697 (fig. 25) appellent des remarques intéressantes quant à la zonation des bandes sableuses, remarques que permettent de préciser les données du tableau 4. Ces échantillons ont été choisis en fonction de leur localisation (fig. 19) : deux sont situés à environ un mille au Nord de la grande ride (N° 670 et 695), deux immédiatement au pied nord de cette même ride (N° 671 et 696) et les deux autres à la retombée de son flanc sud (N° 672 et 697). Tous ces échantillons appartiennent à la catégorie des sables organogènes. Les six courbes granulométriques se resserrent en un étroit faisceau. Mais elles présentent des nuances de détail intéressantes : on observe un amenuisement général du matériel du Nord vers le Sud, que traduit la diminution régulière des médianes granulométriques. Mais les variations du classement ne sont pas aussi simples. Les deux échantillons du Nord (670, 695) sont des sables grossiers « S^4 » bien classés (indices de dispersion 1,9 et 1,8). Au pied nord de la grande ride, les deux échantillons 671 et 696 ont un classement moins bon (indices de dispersion 2,6 et 2,2) ; ils comportent une

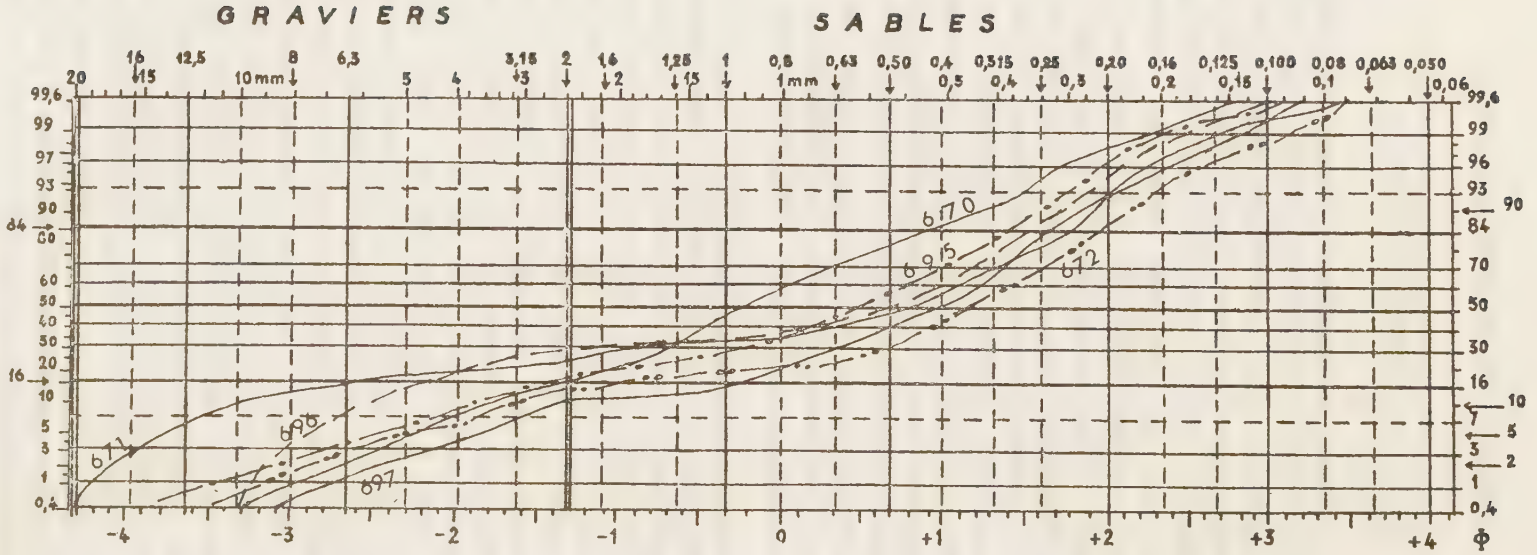


Figure 25. Courbes granulométriques de 6 échantillons du champ de rides des Pierres Noires

fraction graveleuse supérieure à 20 % (classe « S^3 ») ; le fait que, malgré tout, leurs médianes soient inférieures à celles des deux précédents confirme leur hétérométrie : ce sont des sédiments à deux maxima granulométriques qui proviennent du mélange de deux stocks, un stock de sable fin et un stock de graviers coquilliers. Le troisième couple d'échantillons, sur le flanc sud de la grande ride, est encore différent : il s'agit de sables fins (S^5) très bien classés (indices de dispersion 1,5 et 1,7). L'amenuisement du matériel du Nord vers le Sud, et le contraste entre les sables hétérométriques du pied nord de la ride et les sables fins bien classés de son flanc sud méritent d'être soulignés. Nous essayerons d'expliquer ces faits dans le troisième paragraphe.

Les bancs du Talou et de Tévennec, au débouché nord du Raz de Sein, permettent des observations analogues (tableau 5 et fig. 26 et 27). Au sommet de ces deux bancs, les échantillons 88, 96 (Talou) et 552, 553 (Tévennec) représentent un beau sable grossier S^4, très bien classé (indices de dispersion très faibles) ; les courbes granulométriques sont presque des droites parfaites, très redressées. Au contraire les quatre échantillons recueillis au pied des bancs sont beaucoup plus hétérométriques, les courbes 412 et 551 présentant deux maxima granulométrique très nets.

III — INTERPRETATION

La localisation de ces bancs, leurs formes dissymétriques et leurs caractères granulométriques permettent de les considérer comme des *dunes hydrauliques* mises en place par les courants de marée.

A — *LE MECANISME DES COURANTS DE MAREE* (fig. 28) est assez bien connu grâce aux mesures du Service Hydrographique de la Marine et aux publications de *Lacombe* (1951, 1953) et de *Guilcher* (1965, voir notamment ses deux figures p. 123 et 128).

Au large les courants sont *rotatifs :* ils portent successivement dans toutes les directions, atteignant des vitesses maximales vers la fin de la marée montante (courant de *flot)* et vers la fin de la marée descendante (courant de *jusant*). Au Nord d'Ouessant, le flot se dirige vers le N.E., le jusant vers le S.O., ce qui correspond au remplissage et à la vidange de la Manche. A l'Ouest de l'Iroise, le flot porte au Nord et le jusant au Sud. Au Sud de la Chaussée de Sein,

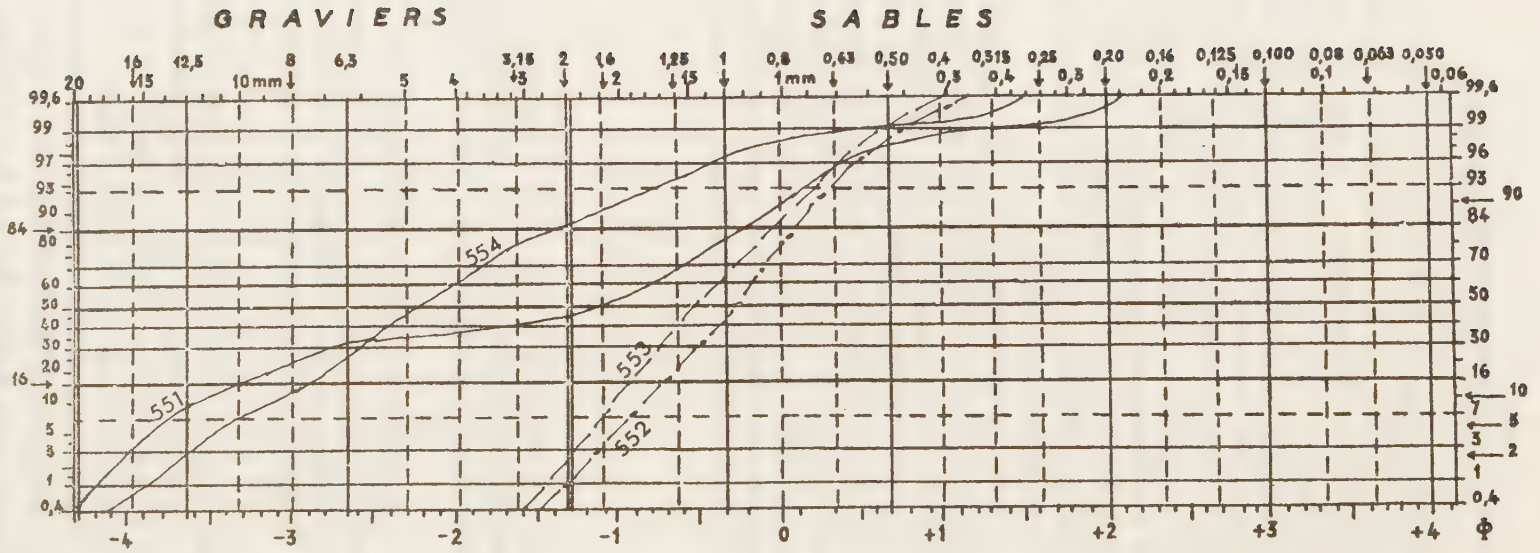


Figure 26. Courbes granulométriques de 4 échantillons du Banc de Tévennec

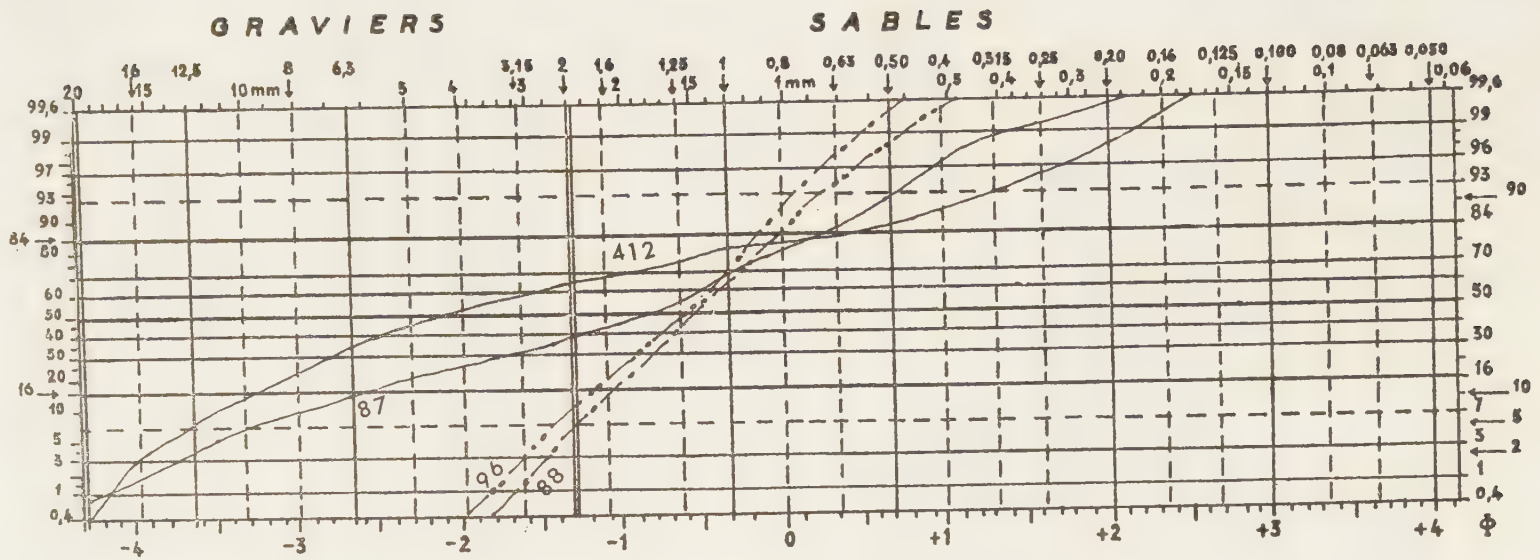


Figure 27. Courbes granulométriques de 4 échantillons du Banc du Talou

Figure 28. Courants de marée dans l'Iroise

Cette figure, établie à partir de 13 cartes de courants du Service Hydrographique de la Marine, indique les variations des courants de surface, d'heure en heure, au cours d'une marée de vive eau moyenne (coefficient 95). Les courants sont représentés en vitesse et en direction par des faisceaux de vecteurs centrés sur les points où des mesures ont été faites par la Marine.

Pour connaître le courant en l'un de ces points à une heure donnée, il suffit de repérer le vecteur convenable à partir du vecteur correspondant à la pleine mer de Brest, en tournant dans le sens des aiguilles d'une montre comme le suggère le cadran central.

Abréviations :

PM : heure de la pleine mer de Brest.

PM + 1 : une heure après la pleine mer de Brest.

PM — 1 : une heure avant la pleine mer de Brest, etc.

f : courant maximal de flot ;

j : courant maximal de jusant.

Les courants les plus violents, comme ceux du Fromveur, du Raz de Sein et d'Ar Men, qui ne sont pas mesurés exactement d'heure en heure, sont figurés par des flèches en tireté gras.

le flot porte au N.O. et le jusant au S.E. En vive-eau moyenne (coefficient 95) ces courants atteignent 2 à 2,5 nœuds, soit un peu plus d'un mètre par seconde.

Au centre de l'Iroise les courants sont un peu moins rapides et ne dépassent pas en vive-eau, 1,5 nœud au Nord d'Ar Men et 0,9 nœud devant la presqu'île de Crozon. Ces courants sont encore rotatifs, plus nettement même qu'au large, car les maxima de vitesse, au moment du flot et du jusant, sont très peu marqués.

Au voisinage de la côte, lorsque les courants de marée viennent se heurter à des hauts-fonds rocheux, ou bien se trouvent canalisés dans des passes étroites, comme le Goulet de Brest, le Fromveur, le Raz de Sein, le Chenal du Four, ils deviennent *alternatifs,* ne portant plus que dans les deux directions qui leur sont imposées par la topographie, et ils sont *beaucoup plus rapides.* Ainsi dans le Goulet, en vive-eau moyenne, le flot pénètre dans la Rade à 3,5 nœuds, le jusant en sort à 4,6 nœuds. Dans le chenal du Four le flot porte au Nord à 3,9 nœuds, le jusant au Sud à 4 nœuds. Ces vitesses sont dépassées encore dans le Raz de Sein et le Fromveur. On n'y dispose malheureusement pas de mesures précises, difficiles à réaliser dans ces parages dangereux ; nous l'avons éprouvé à nos dépens, réussissant seulement à y perdre du matériel. Mais *Lacombe* (1953, p. 181) estime le courant du Fromveur, en vive-eau moyenne, à 8 nœuds, soit presque 15 kilomètres à l'heure, une vitesse que le *Gwalarn* n'atteint qu'à pleine puissance de sa machine. En très grande marée, ce courant dépasse certainement 8 nœuds. Les vitesses maximales, matérialisées par de violents tourbillons, se situent entre Mentensel (phase de Kéréon) et Men Darlan (1). Le courant du Fromveur n'est dépassé, sur les côtes de France, que par celui du Raz Blanchart (devant le Cap de la Hague) qui atteint 10 nœuds.

B — *L'EXPLICATION DE LA REPARTITION DES SEDIMENTS* s'éclaire : elle est sous la dépendance étroite des courants. Les hauts-fonds de roche, Plateau de Molène et Chaussée de Sein, balayés, non seulement par la houle, mais surtout par de violents courants de marée, sont en grande partie dépourvus de sédiments.

---

(1) Même en morte-eau, le Fromveur est rapide. Par marée de 43 une bouteille de Carruthers immergée par le travers de Kéréon, a été complètement couchée sur le fond (courant supérieur à 2 nœuds) et les deux grosses bouées destinées à localiser cet appareil ont été coulées pendant plusieurs heures : nous n'avons réussi à les récupérer qu'au moment de la « renverse »...

Il en va de même du fond des passes, Fromveur, Four, Raz de Sein, où l'on trouve soit la roche en place, soit des cailloutis grossiers. Le cas du Goulet doit être mis à part, puisque les cailloutis qui tapissent son fond peuvent être, en morte-eau, recouverts de sable. A une certaine distance de ces goulots d'étranglements, le courant ralentit progressivement et les sédiments qu'il avait pris en charge se déposent en commençant par les plus grossiers. Cela est particulièrement net, nous l'avons vu, dans les parages d'Ouessant (fig. 19). Aux fonds rocheux du Fromveur, et du voisinage nord de l'île (où le courant est presque aussi violent que celui du Fromveur), succèdent quatre nappes de cailloutis, puis des graviers et des sables de plus en plus fins à mesure qu'on s'éloigne, soit vers le Nord-Est, soit vers le Sud.

On peut donc interpréter le Banc du Four et le grand champ de rides qui le prolonge comme un ensemble de *dunes hydrauliques* construites par le flot ; le Haut-Fond d'Ouessant et le champ de rides des Pierres Noires sont modelés par le jusant. De même le Haut-Fond d'Ar Men, le Talou et le banc de Tévennec sont sous la dépendance du courant de flot qui contourne la Chaussée par l'Ouest et par le Raz de Sein ; le Kafarnao et le banc de la Vieille sont formés par le jusant, ainsi que le banc de Lila.

Dans le cas du Raz de Sein, il semble que le flot, qui se dirigeant vers le Nord, rencontre l'obstacle du rocher de Tévennec, se divise en deux branches (fig. 22) : la plus importante se dirige vers le N.O., entre Sein et Tévennec, créant deux tourbillons dans les axes desquels se sont déposés les deux amas de sables du Talou ; l'autre branche prend la direction N.N.E., s'amortissant à l'entrée de la Baie de Douarnenez au-dessus du banc de Tévennec. Vers le Sud, nous n'avons trouvé aucun banc de quelque ampleur si l'on néglige le minuscule banc de la Vieille. Ce dernier est attribuable à un remous qui se forme au jusant, au Sud du phare de la Vieille, si bien qu'en ce point le courant porte toujours au Nord. Au Nord de la Vieille, le même phénomène se produit d'ailleurs au moment du flot, et un remous de courant ramène en permanence les eaux, et par conséquent les sédiments vers le Sud, pour les plaquer contre les écueils de la Vieille, au Nord. Un phénomène analogue existe au moment du flot dans le Four, ramenant les eaux et le sable vers le Sud, devant la plage des Blancs Sablons, contre la Pointe de Kermorvan. Et nous aurons à citer plus loin, dans le Vestibule du Goulet, un autre exemple de contre-courant, lequel est également responsable de la formation d'un banc sableux.

Toutes les dissymétries constatées sur les différents bancs confirment l'hypothèse de leur formation par les courants de marée. Les pentes douces, tout comme dans le cas des dunes éoliennes, sont situées « au courant », les pentes fortes « sous le courant » formateur. Notons que les pentes que nous qualifions de « fortes », et qui paraîssent l'être effectivement sur les échogrammes, à cause de la très forte exagération de l'échelle verticale, sont beaucoup plus faibles que celles des dunes éoliennes. Elles ne dépassent par 15 %, soit la moité des pentes fortes des accumulations du type « barkhanes ». Cela semble impliquer, si nos explications sont exactes, *que les pentes d'équilibre* des sables, à granulométrie égale, *sont beaucoup plus faibles dans l'eau que dans l'air.* Par contre, c'est dans l'eau que se forment les rides périodiques présentant les plus fortes dénivellations : « Toutes les rides dépassant un mètre de hauteur sont subaquatiques : estuaires, rivières et mers » (remarque de *Guilcher, in litteris).*

Si le mécanisme de formation des bancs est bien celui qu'on vient de décrire, les dissymétries ne doivent pas s'inverser quand le courant se renverse, puisque chaque banc n'est dû qu'à un seul courant prédominant. Ainsi le jusant est rapide sur le Kafarnao, assez pour y entretenir des rides dissymétriques géantes ; le flot y est plus lent puisqu'arrivant du Sud, il n'a pas encore rencontré l'obstacle de la Chaussée qui va le forcer à accélérer ; aussi le flot ne renverse-t-il pas la dissymétrie des grandes rides. Ce fait est confirmé par nos sondages : le 8 septembre 1961(marée de 72), on levait la grande ride du Sud à 10 H 30, c'est-à-dire à l'étale de basse mer, donc après l'effet maximum du jusant ; repassant sur la même ride à 15 H 20, soit peu avant l'étale de flot, on n'a pas constaté d'inversion de dissymétrie : le flot venait de passer sur cette même ride sans la modifier.

Il en va de même pour le Haut-Fond d'Ouessant, qui présente en tous temps sa pente forte du côté du Sud-Ouest, soit « sous le courant » qui arrive, au jusant, par le Fromveur. Des mesures de courant que nous avons faites en cet endroit, à la surface et sur le fond, rendent bien compte du phénomène.

C — *RESULTATS D'UNE STATION COURANTOMETRIQUE SUR LE HAUT-FOND D'OUESSANT*

Le dimanche 3 juillet 1966, mettant à profit des conditions météorologiques favorables, nous avons jeté l'ancre au milieu du Haut-

Fond d'Ouessant, pour y mesurer, durant toute la journée, les variations du courant aux différentes heures de la marée, tant à la surface qu'en profondeur. Ne disposant pas d'appareil enregistreur, nous avons dû nous contenter de mesures intermittentes par trois procédés qu'on va rapidement décrire. La position n'est pas restée rigoureusement fixe, le navire ayant chassé sur son ancre, d'abord vers le Sud, avec le jusant, puis vers le Nord avec le flot, mais à une lenteur telle qu'aucune correction de nos mesures n'est apparue nécesaire.

a) En surface, les mesures de courant ont été faites avec un « bâton lesté ». C'est le principe du « loch », pièce de bois qu'on laisse filer attachée à un filin comportant des nœuds équidistants de 30 mètres ; le nombre de nœuds qui passent entre les doigts de l'opérateur pendant une minute indique la vitesse du bateau (1 nœud égale sensiblement 50 centimètres par seconde). Lorsque le bateau est immobilisé, grâce à son ancre, le même loch ou bâton lesté peut servir à mesurer la vitesse du courant. La direction du courant est alors estimée au compas de bord : le navire étant mouillé par l'avant, le cap indique la direction d'où vient le courant. Ceci à condition que le vent soit nul, ce qui était le cas pendant la plus grande partie de notre station.

b) En profondeur, nous avons utilisé un courantomètre à hélice, du type Richard. Cet appareil donne la vitesse du courant avec une bonne précision, mais on ne connaît pas sa direction.

c) Au ras du fond, à environ 30 centimètres, nous avons immergé un petit appareil ingénieux et très simple (1), mais assez peu précis ; il s'agit d'une bouteille de pyrex (*Carruthers,* 1961) à demi remplie de gélatine, attachée par un fil à une gueuse, et qui s'incline dans le courant d'autant plus que celui-ci est plus fort. La bouteille, immergée sortant d'un bain-marie, se refroidit en une dizaine de minutes, la gélatine se fige et l'angle que fait son niveau avec la verticale permet d'apprécier, grâce à un étalonnage préalable, la vitesse du courant au fond. La direction est également connue grâce à une petite aiguille aimantée qui flotte à la surface de la gélatine liquide avant de s'y figer lorsque celle-ci durcit.

Les résultats de cette station courantométrique sont rassemblés dans le tableau 6. Plusieurs constatations s'en dégagent :

---

(1) Le principal intérêt de la bouteille de Carruthers est son faible prix, ce qui permet de l'employer très près du fond sans crainte : si on l'y casse, ce n'est pas une grande perte, tandis qu'on hésite à risquer sur le fond un courantomètre plus perfectionné...

Tableau N° 6. Résultats d'une station courantométrique sur le Haut-Fond d'Ouessant

Date et durée de la station : 3 juillet 1966, de 7 h 15 à 15 h 30 (1)
Position moyenne : 48°23' Nord, 5°10' Ouest
Vent nul le matin, 5 à 10 nœuds l'après-midi (de Nord-Est)
Mer belle, avec très faible houle d'Ouest
Coefficient de marée : 76.
Marée à Lampaul (Ouessant) : Pleine mer à 4 h 08
Basse mer à 10 h 34
Pleine mer à 16 h 28

	Résultats des observations						
		En surface (bâton lesté)		A mi-profondeur (Moulinet Richard) (direction inconnue)		A 30 cm du fond (profondeur 50 m) (bouteille de Carruthers)	
	Heures	Vitesse	Direction	Profondeur	Vitesse	Vitesse	Direction
JUSANT	7 h 15	40 cm/s	Sud				
	7 h 45					30 cm/s	Sud
	8 h 15	100 cm/s	Sud				
	8 h 17			5 m	127 cm/s		
	8 h 27			18 m	97 cm/s		
	8 h 55	100 cm/s	SSO				
	9 h 00					70 cm/s	Sud
	9 h 20	70 cm/s	SO				
	10 h 00	65 cm/s	SO				
	10 h 15			5 m	54 cm/s		
	10 h 20			22 m	58 cm/s		
	10 h 45	35 cm/s	SO			20 cm/s	OSO
	12 h 00	0 (étale)					
FLOT	12 h 15	20 cm/s	NNO				
	12 h 20					25 cm/s	NO
	13 h 15					35 cm/s	Nord
	13 h 50			5 m	73 cm/s		
	13 h 55			22 m	67 cm/s		
	14 h 00	40 cm/s	NNO				
	14 h 15					40 cm/s	Nord
	14 h 25			5 m	81 cm/s		
	14 h 35			22 m	70 cm/s		
	14 h 45			5 m	83 cm/s		
	14 h 55			20 m	78 cm/s		
	15 h 00	45 cm/s	Nord				
	15 h 10			5 m	59 cm/s		
	15 h 15			25 m	64 cm/s		
	15 h 20	35 cm/s	Nord				
	15 h 30					30 cm/s	Nord

(1) Toutes les heures sont en temps universel (heures du méridien de Greenwich).
Les vitesses maximales, au jusant et au flot, sont soulignées.

Le courant maximal n'est pas celui qu'on mesure en surface, mais à quelques mètres de profondeur ; ainsi toutes nos mesures à 5 mètres donnent des résultats supérieurs à ceux de la surface, et c'est encore le cas vers —20 mètres.

A peu de distance du fond, le courant est freiné, mais pas autant qu'on serait tenté de le croire ; il est égal en moyenne aux 2/3 de sa valeur à —20 mètres.

Les mesures de surface de l'après-midi sont peut-être faussées par l'apparition d'un peu de vent, de Nord-Est, c'est-à-dire contre le courant de flot ; ce léger vent a pu ralentir le bâton lesté et surtout son filin d'attache... Cela explique peut-être que le maximum du flot, en surface, n'ait atteint que 45 cm/s, soit moins de la moitié du courant de jusant mesuré six heures plus tôt, le matin. Mais le vent n'est pas la seule cause de cette différence, les mesures en profondeur le montrent bien : à —5 mètres, le maximum de flot est de 83 cm/s, contre 127 pour le maximum de jusant, et au ras du fond, les deux valeurs sont respectivement de 40 et de 70 cm/s. Le jusant est donc nettement plus rapide que le flot, et c'est ce qu'il fallait démontrer.

Les mesures ayant été faites dans des conditions de marée moyenne (coefficient 76), et si l'on tient compte du fait qu'en vive-eau (coefficient 95) les courants sont deux fois plus rapides qu'en morte-eau (coefficient 45), on peut en extrapolant, estimer le courant maximal de jusant, en vive-eau, à 150 cm/s, soit 3 nœuds, et le courant maximal de flot, dans les mêmes conditions, à 100 cm/s, soit 2 nœuds. On peut donc admettre que les sables, transportés par le Fromveur à des vitesses bien supérieures (jusqu'à 8 nœuds), sont déposés sur le Haut-Fond d'Ouessant au moment où le jusant tombe à 3 nœuds ; et le flot qui ne dépasse pas 2 nœuds, est incapable de remettre ce sable en suspension ; d'où la dissymétrie de cette dune hydraulique.

D'autre stations courantométriques, plus fragmentaires, ont été faites sur le Haut-Fond d'Ar Men, le Banc du Four et le Kafarnao. Dans chaque cas, l'inégalité des courants de flot et de jusant s'est trouvée confirmée.

D'une façon générale, toutes ces mesures apportent la confirmation que les courants de marée, à la différence des courants engendrés par le vent, affectent toute l'épaisseur de l'eau, n'étant ralentis par le frottement qu'au voisinage immédiat du fond, et que leur direction est sensiblement constante de la surface jusqu'au fond, sauf particularités locales. Nos mesures de courants concordent

très bien avec celles du Service Hydrographique de la Marine ou de l'Amirauté britannique, et celles de *Van Veen* (1936) dans le Pas de Calais, dont les résultats essentiels sont rapportés dans *Guilcher* (1965, p. 129).

L'importance des courants de marée dans l'Iroise et leur accélération en certains points ont pu être vérifiées de façon indirecte, par des mesures de températures dont nous donnons à présent les résultats.

D — *LA DISTRIBUTION DES TEMPERATURES EN IROISE* et ses rapports avec les courants de marée.

La répartition des températures, en surface et en profondeur, ou plutôt le *gradient thermique* entre les eaux de surface et les eaux profondes, *peut être un excellent indicatif de la vitesse des courants de marée* et des variations spatiales de cette vitesse.

En effet *Dietrich* (1950 a, résumé par *Guilcher* et *Beaujeu-Garnier,* 1958, p. 107) a montré que les très forts courants de marée de la Manche exercent un brassage qui mélange intimement les eaux, de la surface jusqu'au fond. Normalement, dans une mer peu profonde de latitude élevée, il y a homothermie dans le sens vertical en hiver, par suite du refroidissement des eaux de surface qui les alourdit et les fait descendre. Mais *en été,* les eaux superficielles, échauffées, restent en surface à cause de leur faible densité et l'on passe aux eaux plus faibles du fond par une *couche de discontinuité (Sprungschicht* en allemand, *thermocline* en anglais) peu épaisse dans laquelle la température s'abaisse brutalement de plusieurs degrés.

Or, en Manche centrale et orientale, il y a pratiquement homothermie jusqu'au fond en été comme en hiver ; au contraire en Mer Celte et dans le Golfe de Gascogne, il existe en été une discontinuité thermique bien nette entre la surface et le fond. Comme le pense *Dietrich* l'homothermie en Manche n'est pas attribuable à un brassage par les vents (puisqu'elle n'existe pas en Mer Celte, où l'agitation due aux vents est pourtant plus forte qu'en Manche) ; elle ne peut donc être due qu'aux courants de marée, et elle apparaît précisément là où les courants de marée deviennent forts.

C'est dans cet esprit que nous avons éxécuté en Iroise, profitant de ce que toutes nos missions ont eu lieu en été, des mesures de températures destinées à vérifier l'importance des courants de marée, et à éclairer ainsi, indirectement, la répartition des sédi-

ments. Deux appareils ont été utilisés concurremment : une bouteille du type *Petterson-Nansen,* munie d'un thermomètre donnant le demi-dixième de degré centigrade, et pouvant être immergée sans dommage sur toute la plate-forme continentale, et un thermosalinomètre électrique du type *Wayne-Kerr,* d'un maniement plus délicat, mais donnant à la fois la température et la salinité.

En juillet-août 1962 ont été exécutées 14 stations thermométriques, s'échelonnant de la côte jusqu'à 5° 35' Ouest, aux confins de l'Iroise avec la Mer Celte, et nous en avons aussitôt publié les résultats chiffrés (*Hinschberger,* 1962). Ceux-ci sont traduits ici sous forme de courbes (fig. 29) qui présentent entre elles des différences notables :

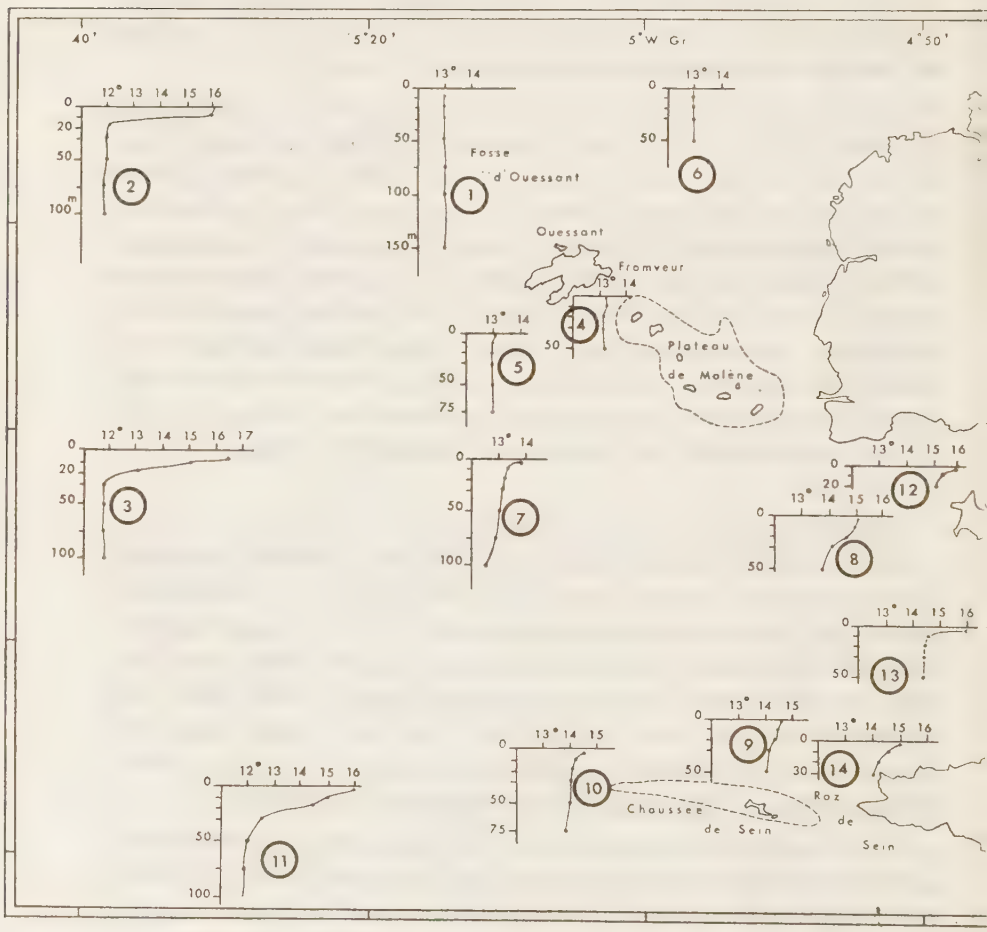


Figure 29. Distribution des températures en Iroise (été 1962)

1°) Au centre de l'Iroise (stations N° 7, 8, 9, 12, 13) il existe une stratification thermique régulière, les températures décroissant régulièrement de la surface au fond. Le gradient thermique est assez faible, de l'ordre de 1 à 0,5° pour 50 m.

2°) Au large, les deux stations N°2 et 3 présentent une nette discontinuité thermique, entre 10 et 20 mètres, avec une chute brutale de l'ordre de 4°. L'eau plus tiède en surface (16°) se rafraîchit brusquement à cette profondeur, puis reste à peu près homotherme jusqu'au fond autour de 12°. La station N° 11, au large de la Chimère, est du même type, mais avec moins de netteté.

3°) Les stations situées sur la Fosse d'Ouessant (N° 1) et aux abords du Fromveur (N° 4, 5, 6) sont parfaitement homothermiques de la surface jusqu'au fond. L'eau y est à 13°, ce qui représente une moyenne entre les températures des deux couches du large.

Ces différences sont à mettre au compte des courants de marée : plus faibles au large, ils sont incapables d'homogénéiser la masse d'eau en cours de réchauffement estival, d'où la nette discontinuité thermique entre la tranche superficielle et le fond ; au contraire les courants plus rapides de l'entrée de la Manche, et les remous qui les accompagnent, parviennent à brasser l'eau sur toute son épaisseur. On constate qu'ils agissent jusqu'au fond de la Fosse (du moins jusqu'à 150 mètres). De même l'homothermie parfaite des stations N° 4, 5 et 6 est due au puissant courant du Fromveur.

Cependant des différences très sensibles sont constatées en une même station suivant les conditions de marée, ce qui se conçoit facilement, le brassage étant deux fois plus énergique en vive-eau qu'en morte-eau. Toutes les mesures refaites aux mêmes stations, au hasard de nos pérégrinations, au cours des étés de 1963 à 1968, et dont les résultats sont consignés dans notre ouvrage-annexe, confirment ce fait : même en plein Fromveur (station N° 4) il suffit d'une morte-eau assez prononcée (coefficient inférieur à 40) pour que la surface accuse une différence de +2° avec le fond. C'est l'explication du fait que, sur la figure 29, la station N° 14, au débouché du Raz de Sein, n'ait pas enregistré la même homothermie que les stations du Fromveur : elle a été exécutée en fin de morte-eau, tandis que toutes les stations du Nord avaient été occupées, en 1962, aussitôt après une marée de vive-eau assez forte (coefficient 96).

Au total, si nous étendons à l'Iroise les conclusions de *Dietrich* pour la Manche, les résultats de nos mesures thermiques mettent

bien en lumière les contrastes qui existent entre les vitesses des courants de marée en différents points de notre domaine. La répartition des fonds rocheux, des cailloutis grossiers et des grands champs de dunes hydrauliques s'en trouve mieux expliquée.

E — *STABILITE DES HAUTS-FONDS SABLEUX : PERMANENCE DES FORMES, MAIS RENOUVELLEMENT DU MATERIEL.*

Tous les bancs que nous venons de décrire, et que nous avons cartographiés au cours de nos différentes missions, paraissent remarquablement stables, non seulement dans leurs positions d'ensemble, mais dans leurs formes de détail. Ainsi la cartographie du Kafarnao a été exécutée dès 1961. Par la suite d'autres sondages, en 1964, 1965 et 1967 n'ont enregistré dans la forme générale du banc, et en particulier dans les grandes rides du Sud, aucune modification sensible. Des pêcheurs de Sein qui posent des palangres sur le Kafarnao depuis leur enfance confirment cette stabilité ; ils ont d'ailleurs donné des noms à chaque ride : « Grand Banc du Nord, Banc Etroit du Nord, etc... » ce qui ne pourrait se concevoir si le nombre de rides, ou leur emplacement, étaient variables. De même les deux grandes rides du Champ de rides des Pierres Noires ne changent ni d'emplacement ni de formes, que ce soit sur nos échogrammes de 1965 (Pr. 10), de 1966, ou sur ceux enregistrés par le N.O. de *Thalassa* en 1964 (Pr. 11).

Les anciennes cartes marines de la fin du siècle dernier signalent déjà le Banc du Four, le Haut-Fond d'Ar Men et le Haut-Fond d'Ouessant à très peu près avec leurs formes actuelles, et sensiblement au même emplacement qu'aujourd'hui (*Hinschberger,* 1963, fig. 11, p. 74). Le déplacement de 600 mètres vers le NNE, que nous croyions avoir décelé sur le Banc du Four, est attribuable, semble-t-il, à un décalage du Decca (que nous avons rectifié sur nos cartes) dû à la proximité de la côte...

Il nous paraît donc que nos bancs sont en équilibre avec les conditions hydrodynamiques actuelles, c'est-à-dire avec les courants de marée essentiellement.

Est-ce à dire que le sable qui les constitue ne bouge pas ? Il n'en est rien. La forme est à peu près immuable, mais le matériel est en continuel transit. C'est un peu le même phénomène qu'on constate en météorologie, dans le cas d'un nuage stationnaire sous le vent d'un relief : le nuage ne bouge pas, mais l'air ne fait qu'y passer, et

les gouttelettes d'eau qui s'y condensent, pour s'évaporer ensuite un peu plus loin, se renouvellent sans arrêt. Dans le cas de nos sables, nous ignorons tout, malheureusement, de la vitesse de leur transit, et de son rythme ; il peut y avoir des allées et venues, le jusant par exemple remportant vers le Sud ce que le flot précédent avait apporté vers le Nord, si bien que finalement, ce sont les inégalités entre flot et jusant en un même point qui expliquent la résultante du mouvement des sables.

Au large de Roscoff, à proximité d'une dune hydraulique comparable au nôtre, les Trépieds, *Le Gorgeu et Boillot* (1964) ont réussi à suivre la migration de sables, colorés avec une peinture fluorescente, et à mesurer ainsi des vitesses de déplacement très différentes suivant les sites : sur un fond plat, situé « en amont » de la dune par rapport au courant de flot, qui la modèle, les grains de sable colorés ont parcouru 425 m en 4 jours, soit 8 marées, ce qui est rapide, mais deux mois plus tard, soit au bout de 120 marées, on retrouvait encore des grains à 2 500 mètres seulement du point d'immersion initial, provisoirement stoppés, peut-être, au pied de la dune, « sous le courant ». Il serait intéressant de pratiquer, en Iroise, des expériences de ce genre...

L'origine de ce matériel sableux, qui se renouvelle sans cesse, est à chercher sur les fonds rocheux et les nappes de cailloutis du voisinage, où les courants, en empêchant la sédimentation, et en apportant oxygène et plancton nourricier, permettent le développement d'une faune benthique abondante : Eponges, Bryozoaires de tous genres, solidement fixés sur la roche que les courants balayent, mais aussi animaux libres, comme les Ophiures, qui recherchent de préférence les fonds de cailloux. C'est ce renouvellement incessant du matériel, à partir des débris morts du tapis biologique, qui explique que le sable des bancs soit si totalement composé de calcaire organogène : l'érosion sous-marine actuelle est incapable d'y ajouter une fraction terrigène même minime ; les sables siliceux ont depuis longtemps disparu des bancs, transportés dans des sites moins agités où nous allons les retrouver dans le prochain chapitre.

Un autre exemple de stabilité des formes et de renouvellement du matériel sableux est donné par *Guilcher* (1959 b) : c'est le banc du Pourceau, grande dune parabolique située à proximité de Quéménès et reproduite sur la carte sédimentologique de Brest. Ce banc est constitué surtout de maërl mort (1), qui constitue un

(1) Des précisions sur le maërl seront apportées au chapitre XII.

excellent amendement ; c'est pourquoi il est intensément exploité. Et pourtant sa forme ne change pas, car les apports, à partir des bancs de maërl vivant situés au Nord de Litiri, compensent les prélèvements. *Guilcher* (in litteris) y voit l'occasion de retourner le vers fameux de Ronsard :

« La matière demeure et la forme se perd ». Ici au contraire, la matière se perd (ou se renouvelle) et c'est la forme qui demeure...

D'autres bancs de sable et d'autres rides existent à plus grande profondeur, au large de l'Iroise, en Mer Celte. Nous les mentionnerons plus loin (dernier chapitre). En dehors de notre domaine il existe bien d'autres exemples de dunes hydrauliques également attribuables aux courants de marée : ainsi *Boillot* (1960 a, 1964) décrit, en plus des Trépieds qu'on vient de citer, trois autres dunes sous-marines au large de Roscoff ; la plus grande, Trezenn ar Skodenn, formée par le flot, mesure 4,5 km de long et 15 m de haut ; elle est dissymétrique et présente, comme les nôtres, une nette différence entre les sables grossiers « au courant » et les sables fins « sous le courant ». *Hommeril* (1967) consacre 15 pages de sa thèse à l'étude détaillée de plusieurs bancs dans les parages de îles anglo-normandes, en particulier le Great-Bank, la Schole, l'Ecrevière. Sur l'autre rive de la Manche, on peut signaler aussi le Skerries Bank, formé par l'amortissement du courant de flot en arrière de Start Point (*Robinson,* 1961) ; et devant la côte du Goello à l'Est de Bréhat, un autre banc paraît être l'homologue exact de celui de Start Point (*Guilcher,* Chronique océanographique de Norois, 1962, p. 66).

CHAPITRE XI

LES NAPPES DE SABLE FIN
ÉTUDE MORPHOSCOPIQUE DES SABLES QUARTZEUX

Poursuivant notre étude des sédiments dans l'ordre des tailles décroissantes, il reste à examiner la dernière catégorie, celle des sables fins, que nous avons définis comme étant ceux dont la médiane granulométrique est inférieure à 0,5 mm. Dans la topographie sous-marine, ces sables fins n'apparaissent pas sous forme de « bancs », si l'on prend cette expression dans le sens de « hauts-fonds », d'accumulations épaisses, comme celles de sables grossiers coquilliers que nous avons décrites dans le dernier chapitre. Il s'agit ici plutôt de « nappes » sableuses régulières, plates, qui n'apparaissent pas en relief sur les bandes de sondage, mais qu'on y peut néanmoins déceler à l'aspect très souple des enregistrements et surtout à leur netteté (absence des parasites qui accompagnent souvent les fonds de roche, de cailloux ou de graviers).

Une remarque essentielle s'impose : ces sables fins sont en général beaucoup moins calcaires que les sables grossiers ; ce sont des sables minéraux, dans lesquels la proportion de calcaire organogène est le plus souvent inférieure à 50 %.

I — LOCALISATION DES FORMATIONS FINES

A — *LES NAPPES DE SABLES FINS,* bien triés, homogènes, *sans mélange* avec des éléments plus grossiers (catégorie S^s des planches 2 et 3) sont assez bien localisées. Ces sables constituent

le revêtement de la plupart des plages qui ourlent le littoral, qu'il s'agisse des plages minuscules qui s'échelonnent de Porspoder à la Pointe de Corsen, ou des belles plages des Blancs Sablons, de Bertheaume, de Camaret ou de l'anse de Dinan.

Hormis ces formations littorales, des nappes véritablement sous-marines existent, parfois dans leur prolongement immédiat, comme devant l'anse de Dinan ou au Sud de l'anse de Bertheaume, plus rarement isolées plus au large, comme celle qui tapisse le fond de la vallée de la Helle. Les deux plus belles formations de S^5 sont incontestablement celle qui recouvre presque toute l'étendue de la Baie de Douarnenez (celle-là s'explique assez bien, piégée qu'elle est dans ce site d'abri), et la formation plus énigmatique qui depuis l'anse de Bertheaume s'étale dans la partie nord du vestibule du Goulet de Brest, et s'épanouit à travers l'Iroise du Nord jusqu'à 70 mètres de profondeur. Ces deux ensembles seront présentés plus loin, dans le cadre d'une étude régionale.

B. — Mais les sables fins siliceux se retrouvent aussi, en proportions généralement assez faibles, *mélangés* à des sables grossiers coquilliers et à des graviers (catégories S^1, S^2, S^3), dans presque toute l'étendue de notre domaine, à l'exception, nous l'avons dit, des « cailloutis purs » (C^4) et des dunes hydrauliques (S^4) trop balayés par les courants. C'est ce sable minéral, essentiellement quartzeux, qu'on trouve à toutes les profondeurs à l'état parfois seulement de traces, qui nous occupe dans ce chapitre. Nous allons y présenter les résultats d'une analyse morphoscopique menée avec la collaboration de *Guy Ammirati* (1968) que nous remercions vivement, ici, de son aide.

II — BUTS ET METHODES DE L'ETUDE MORPHOSCOPIQUE

A — *PRINCIPE GENERAL : CHOIX DES CATEGORIES*

Nous n'allons pas ici exposer les principes de la morphoscopie, qui sont présentés en détail dans *Cailleux* et *Tricart* (1959, p. 54 à 103). Rappelons seulement qu'il s'agit d'examiner à la loupe binoculaire un grand nombre de grains de quartz et de tirer, de leurs formes et de leurs aspects de surface, des conclusions sur les agents d'érosion ou de transport qui les ont façonnés.

Les trois catégories fondamentales sont :

— celle des non usés (N.U.) dans laquelle la forme et l'aspect des quartz traduisent l'absence d'évolution du grain et donc sa libération récente ou sa conservation en milieu protecteur ;

— celle des émoussés-luisants (E.L.) qui témoignent d'une longue évolution dans l'eau des rivières ou en mer ;

— celle des ronds-mats (R.M.) résultant d'une longue usure des grains par chocs dans l'air sous l'effet du vent et peut-être aussi d'effets chimiques travaillant les surfaces des grains en milieu semi-aride et sans couverture végétale protectrice (pour cette dernière explication voir *Walter,* 1951).

On pourrait s'attendre à ce que des sables prélevés en mer présentent tous un aspect émoussé-luisant très prononcé. Et dans ce cas notre étude serait sans intérêt. En fait, toutes les catégories précédentes apparaissent à l'examen. Nous avons aussi défini deux catégories intermédiaires : les non-usés-picotés (N.U.P.), traduisant, soit un début d'usure éolienne, soit une action chimique légère (?), et les luisants-imparfaits (L.I.), émoussés seulement sur les arêtes et sur les sommets, témoignant d'un début d'usure dans l'eau.

Hommeril (1967 a) qui pousse assez loin les études morphoscopiques dans sa thèse sur le golfe normand-breton, distingue encore d'autres catégories (huit en tout). Nous n'avons pas jugé nécessaire d'aller si loin. Pour ne pas multiplier inconsidérément les sous-catégories nous avons d'ailleurs rangé les émoussés-mats, quand il s'en trouvait, avec la classe des ronds-mats, le critère essentiel étant, dans le cas de l'usure éolienne l'aspect (matité) plutôt que la forme (pas nécessairement toujours parfaitement sphérique, du moins en début d'évolution).

B — *METHODE OPERATOIRE*

Toujours suivant *Cailleux* et *Tricart* (1959), nous avons séparé les sables préalablement décalcifiés en trois fractions dont les diamètres sont respectivement :

2 mm > d^1 > 0,5 mm

0,5 mm > d^2 > 0,315 mm

0,315 mm > d^3 > 0,2 mm

En effet d'après ces auteurs chaque fraction mérite d'être étudiée à part (p. 86) :

— d^1 correspond à la gamme de tailles « où se caractérise bien l'effet du vent » (taille optimale = 0,7 mm) ;

— d^s à la gamme de tailles minima au-dessous desquelles l'action de l'eau ou du vent ne laisse plus de traces visibles et où le pourcentage des N.U. tend vers 100 % quelle que soit l'histoire du grain ;

— d^3 constitue une fourchette intermédiaire « où se distinguent bien les effets des vagues de la mer et des eaux douces ».

Précisons que nous n'avons pas cherché à séparer des quartz les rares grains de feldspath, puisque, suivant les mêmes auteurs (p. 103), « les feldspaths donnent les mêmes types de grains que les quartz et dans les mêmes conditions, leur vitesse d'usure étant presque aussi faible que celle des quartz » ; c'est en effet vraisemblable, puisque dans l'échelle de Mohs, l'orthose et le quartz ont des duretés voisines (6 et 7). Les autres grains, tels que les micas et tous les minéraux opaques ont été éliminés facilement à vue. Le nombre des grains examinés dans chaque fraction a été de 50, sauf pour certains échantillons trop peu abondants ou en cas de fatigue excessive de l'observateur où l'on s'est contenté de 25. Tous les résultats ont été traduits ensuite en pourcentages.

C — *CHOIX DES ECHANTILLONS A ANALYSER*

Les 48 échantillons dans lesquels nous avons prélevé la fraction de sables fins soumise à l'analyse morphoscopique ont été choisis de façon à couvrir la plus grande partie de notre domaine, à des profondeurs variées :

a) un premier lot de 12 échantillons (N° 199, 308, 556, 557, 631, 633, 735, 1005, 1006 1023, 1024, 1031) sont situés immédiatement au contact des plages actuelles, entre *0 et —10 m* sous les plus basses mers. Ce sont des dragages effectués devant l'Aber Ildut, les Blancs Sablons, les anses de Bertheaume, de Dinan, de Morgat, Sainte Anne la Palud et la Baie des Trépassés.

b) un second lot de 16 échantillons se situent entre *—30 et —40 mètres* de profondeur, sur le glacis au large de la Presqu'île de Crozon et à la sortie sud de la Baie de Douarnenez (N° 537, 538, 552, 553, 554, 559, 560, 584, 585, 586, 587, 588, 589, 606, 607 et 1214).

c) un troisième ensemble d'échantillons ont été choisis encore plus au large, entre *—50 et —60 mètres,* sur les replats que nous

avons interprétés comme d'anciennes plates-formes d'abrasion : Nord-Est d'Ouessant, vallée de l'Aber Ildut et des Pierres Noires, platier entre —50 et —55 m au pied nord de la Chaussée de Sein ; en tout 20 échantillons : N° 67, 140, 144, 301, 302, 315, 316, 382, 396, 397, 420, 423, 434, 456, 861, 862, 945, 963, 1167 et 1493.

III — RESULTATS DE CES ANALYSES MORPHOSCOPIQUES : HOMOGENEITE D'ENSEMBLE MAIS NUANCES DE DETAIL

Les résultats chiffrés de ces 48 analyses figurent dans notre ouvrage-annexe ; dans le but de tenter une comparaison entre les sables prélevés à différentes profondeurs, on a calculé aussi les pourcentages moyens, qui sont présentés dans le tableau 7.

Tableau 7

Morphoscopie des quartz : pourcentages moyens calculés sur l'ensemble des fractions granulométriques

	— 50 à — 60 m		— 30 à — 40 m		0 à — 10 m	
E.L.	6,5 %		7,9 %		7,6 %	
L.I.	21,4 %	**27,9 %**	18,3 %	**26,2 %**	15,3 %	**22,9 %**
R.M.		**6,9 %**		**7,4 %**		**8,9 %**
N.U.P.	42,6 %		35,5 %		33,8 %	
N.U.	22,6 %	**65,2 %**	30,9 %	**66,4 %**	34,4 %	**68,2 %**
		100		**100**		**100**

Que nous apprennent tous ces chiffres ?

A — Ce qui frappe le plus, c'est la *très grande ressemblance des pourcentages moyens,* aux trois niveaux considérés. Que l'on considère les cinq catégories définies plus haut, ou mieux encore si l'on regroupe les pourcentages des trois catégories fondamentales (E.L. + L.I. ; R.M. ; N.U. + N.U.P.) comme nous l'avons fait dans le tableau (pourcentages soulignés), les chiffres obtenus sont extrêmement proches. Tout se passe comme si l'on avait affaire à *un seul et même stock* de sable, présent à toutes les profondeurs.

Le caractère essentiel de ce sable quartzeux, c'est la *forte proportion des non-usés,* surtout si l'on y joint les N.U.P. Les émoussés-luisants sont rares, mais c'est peut-être une affaire d'appréciation , pourtant, même en y joignant les L.I., leur proportion ne dépasse guère le quart du total des grains observés. C'est assez inattendu, et

cela montre bien qu'il ne suffit pas qu'un sable soit immergé en mer pour qu'il acquière un « émoussé marin »... Enfin la proportion des ronds-mats est faible, mais ils sont présents à tous les niveaux, ce qui témoigne d'une usure éolienne certaine, qui a pu se produire lors d'une ou plusieurs régressions quaternaires, celles-là même dont nous pensons avoir trouvé les traces sous forme de plates-formes d'abrasion profondes.

B — On peut cependant distinguer, entre les sables des trois niveaux, *quelques légères différences,* disons plutôt de *simples nuances,* qui s'expliquent assez facilement.

Les N.U. sont plus abondants au voisinage de la côte, et leur proportion décroît en profondeur ; la proportion des E.L. + L.I. varie en sens inverse : elle s'accroît vers le large. Cela semble normal : les sables profonds ont été plus longtemps soumis à l'érosion marine ; pour être plus précis, disons qu'ils ont été plus souvent, au cours des oscillations du niveau marin, en position littorale (car c'est l'érosion littorale, par les vagues, dans la frange intertidale, qui émousse les sables, bien plus efficacement que les courants, trop lents) ; les sables côtiers, immergés plus récemment, ont mieux conservé l'aspect N.U. qui est celui de l'arène continentale. Il faut d'ailleurs beaucoup de temps à l'érosion littorale pour donner un aspect E.L. au sable des plages. Le rôle de l'exposition de la plage est primordial : sur une plage abritée comme celle du Trez-Hir (Ouest de l'Anse de Bertheaume), le pourcentage des E.L. reste nul à toutes les dimensions (*Cailleux* et *Tricart,* 1959, p. 89).

Les variations des caractères morphoscopiques avec la taille des grains de quartz ne sont pas, quant à elles, particulièrement démonstratives. Elles se produisent dans des sens trop divers pour qu'on puisse en tirer des conclusions.

Finalement notre sentiment, au terme de cette étude morphoscopique, est une certaine déception. Il faut bien l'avouer, en entreprenant ce travail, nous en attendions davantage. Nous espérions trouver des différences beaucoup plus importantes entre les sables des diverses profondeurs, des gradients beaucoup plus marqués. Sur le niveau de —50 à —55 mètres par exemple, où la mer à dû stationner assez longtemps pour sculpter de belles plates-formes, on aurait pu s'attendre à trouver de fortes proportions de R.M. (anciennes dunes littorales) ou tout au moins beaucoup d'E.L. Si ces dunes, si ces plages de sables bien émoussés ont existé, force est bien d'admettre qu'il n'en reste rien : leur matériel a été dispersé ; les transgressions ultérieures, et le va-et-vient bi-quotidien des cou-

rants de marée ont presque parfaitement uniformisé le stock de sables quartzeux des fonds de l'Iroise, si bien que les nappes de sable fin actuelles ont des caractères voisins.

Entre la côte du Cotentin et l'archipel anglo-normand, *Hommeril* (1967 a, p. 214-215) obtient des résultats plus intéressants, et assez différents des nôtres. Dans cette région les quartz sont beaucoup plus émoussés. La proportion des E.L. (+ L.I) atteint souvent la moitié, sinon les 2/3 du total. L'usure dans l'eau est donc très prononcée. On pourrait croire que cela tient à la profondeur, plus faible qu'en Iroise, mais nous avons vu qu'au contraire nos sables peu profonds sont encore moins usés que ceux du large. Les tempêtes, ni les courants de marée, ne sont pas plus violents non plus dans le golfe normand-breton qu'en Iroise, au contraire... Si donc ce n'est pas la plus grande agitation de la mer qui est en cause, il ne reste qu'une explication : une durée d'évolution beaucoup plus longue ; il est possible que les quartz bien émoussés du golfe aient subi un long transport, soit par le mécanisme d'une dérive littorale d'Ouest en Est, sous l'influence des vents d'Ouest dominants (aussi bien le long du littoral actuel qu'aux littoraux plus bas des époques de régression), soit tout simplement dans les conditions actuelles, par suite du fait (signalé p. 195 à propos de la dune des Trépieds devant Roscoff) que les courants de flot, le long des côtes nord de Bretagne, l'emportent sur ceux de jusant. Peut-être est-ce ce transport sur de grandes distances (d'Ouessant à Jersey, il y a 230 km, mais qu'on peut peut-être multiplier par 4, en tenant compte des allées et venues flot-jusant...) qui explique la plus forte usure des sables, piégés en quelque sorte au fond du golfe normand-breton. L'Iroise au contraire, étant donné sa situation, ne peut guère recevoir de sables terrigènes déjà bien émoussés, apportés par des courants. *C'est une zone de départ de sédiments* plutôt qu'une zone d'accumulation.

Cette idée nous semble propre à conclure notre seconde partie. Si l'on excepte les sédiments les plus grossiers, cailloutis et graviers minéraux, qui sont des formations fossiles, la disposition des sables en Iroise et les conditions de leur transport s'expliquent en grande partie par le mécanisme des courants de marée, auxquels il faut ajouter, au moins au voisinage de la côte, la dérive due au vent d'Ouest dominant. La situation de l'Iroise aux avant-postes du continent, face aux tempêtes, en fait une zone très exposée. C'est pourquoi *son bilan sédimentaire est négatif*. Les sables terrigènes arrachés par l'érosion littorale à ses côtes ne lui profitent guère ; s'ils

s'aventurent en Iroise, ils risquent d'être entraînés soit vers le Sud, par le Raz de Sein, et de là expulsés par la dérive vers la Baie d'Audierne, soit au Nord vers l'entrée de la Manche, où ils vont pénétrer à la fois par le jeu de la dérive littorale et de la prédominance du flot sur le jusant. Les sables organogènes, nous l'avons vu, subissent le même sort ; le Banc du Four par exemple, et le grand champ de rides qui le prolonge, constituent une gare de triage, ou encore un entrepôt où les sables sont provisoirement accumulés pour être redistribués progressivement vers la Manche... Le profil 8, qui représente un train de rides en marche vers la Manche, au pied N.E. du Banc du Four, illustre assez bien cette redistribution.

Finalement seules les zones d'abri, comme la Baie de Douarnenez, le vestibule du Goulet et peut-être aussi le centre-nord de l'Iroise peuvent avoir un bilan sédimentaire équilibré, voire positif. C'est dans ces secteurs aussi qu'on trouve, cela est révélateur, les seules traces vaseuses de tout notre domaine. Mais ces secteurs méritent d'être vus en détail, dans le cadre de l'étude régionale qui fait l'objet de notre troisième partie.

TROISIÈME PARTIE

LES ENSEMBLES RÉGIONAUX

Les grands problèmes morphologiques passés en revue dans notre première partie, les principaux aspects de la sédimentation expliqués dans la seconde, nous pourrions considérer ce travail comme terminé et mettre ici un point final. Il nous paraît utile, pourtant, et ceci est sans nul doute l'effet de notre formation (d'aucuns diront peut-être déformation) géographique, d'essayer de regrouper dans un cadre « régional » tout ce qui a été présenté jusqu'ici de façon un peu éparpillée, pour la commodité des démonstrations successives. Deux chapitres suffiront à cette tentative ; dans le premier (Chapitre XII) nous examinerons les grandes divisions de l'Iroise, dans le second (chapitre XIII) nous sortirons enfin des limites étroites de notre domaine pour une rapide exploration au large, en Mer Celtique, jusqu'aux limites de la plate-forme continentale.

CHAPITRE XII

LES DIVISIONS DE L'IROISE

Nous ne nous dissimulons pas ce qu'il peut y avoir d'artificiel à vouloir découper en tranches un domaine sous-marin tel que le nôtre sous prétexte de faire preuve d'un sens géographique. Les méthodes de la géographie régionale, si fructueuses s'appliquant à l'espace humanisé, ne sont guère transposables aux espaces vides d'hommes, les déserts aussi bien que les fonds océaniques. Une géographie régionale de la France n'a pas du tout le même esprit qu'une étude régionale du continent antarctique ; le mot « région » dans le premier cas recouvre une réalité infiniment plus riche que dans le second. Il n'empêche qu'une tentative de découpage régional de l'Antarctique est défendable, même si elle ne s'appuye que sur les variations d'un seul paramètre, le relief par exemple. C'est un peu ce que nous allons faire ici. C'est pourquoi, au mot de « régions », nous avons substitué, en tête de ce chapitre, celui plus modeste de « divisions », qu'on pourrait aussi bien remplacer par l'expression « régions morphologiques » ; ce sont les variations du relief sous-marin, en effet, qui vont servir de critère à notre découpage.

Malgré le désordre apparent des formes que nous avons décrites, et dont toutes nos cartes semblent témoigner, il existe une certaine ordonnance, et une simplicité qui s'accroît avec la profondeur. Cela se comprend ; c'est dans les parties *les moins profondes*, c'est-à-dire les plus récemment immergées, que les formes sculptées par l'érosion continentale ont les chances d'être le mieux conservées. De plus, sur ces fonds proches de la surface et donc soumis à

l'action, non seulement des *courants de marée,* mais aussi de la *houle,* la répartition des sédiments est extrêmement variée ; elle dépend étroitement de l'exposition ; c'est pourquoi nous devrons bien séparer, d'une part les hauts-fonds rocheux très exposés, d'autre part les anses et baies plus abritées.

Au-dessous de quelques dizaines de mètres, où la houle ne joue plus qu'un rôle épisodique lors de tempêtes exceptionnelles, les formes se simplifient, ne dépendant plus que des variations *d'un seul facteur,* variations qui sont d'une régularité astronomique puisqu'il s'agit des *courants de marée.* Il sera nécessaire de distinguer, d'un *étage intermédiaire* qui s'étend jusqu'à l'isobathe —90 mètres, et où la morphologie héritée des périodes de régressions est encore par place très différenciée, les *parties plus profondes,* surfaces planes extrêmement régulières qui se poursuivent avec une pente insensible jusqu'au rebord du plateau continental.

I — LES HAUTS-FONDS ROCHEUX : PLATEAU DE MOLENE ET CHAUSSEE DE SEIN

Ce sont les parties les plus exposées de notre domaine. Nous avons vu que leur conservation à faible profondeur s'explique par leur structure : la Chaussée de Sein prolonge la bande granitique de la Pointe du Raz et constitue un horst en même temps qu'un bloc basculé (*Guilcher,* 1948) ; le Plateau de Molène, formé des mêmes roches cristallines et métamorphiques que celles du Léon, a été interprété comme un bloc relevé au Sud, le long de la faille du Goulet et des Pierres Noires, et légèrement basculé vers le Nord ; c'est ce basculement qui rend compte du fait que les trois petits plateaux de la Helle, des Plâtresses et de la Basse Meur sont à des profondeurs plus importantes, entre 20 et 30 mètres, que l'ensemble du Plateau de Molène, qui affleure presque, entre 5 et 10 mètres. Le tout se termine par un abrupt, orienté OSO-ENE, qui suit à peu près le tracé du grand cisaillement Fromveur-Porspoder-Guissény.

Nous n'avons que peu travaillé dans ces parages rocheux et peu profonds, où, par mesure de sécurité, il ne convenait pas d'engager couramment le *Gwalarn ;* les grands traits de la morphologie et de la sédimentologie sous-marines étaient d'ailleurs déjà connus grâce aux travaux de *Guilcher* (1959, b) auxquels nous avons fait allusion dans notre introduction, et dont nous extrayons l'essentiel de ce qui suit.

Le fait le plus important, c'est que ces promotoires sous-marins sont balayés par de violents *courants de marée.* Non seulement le marnage est très fort (7 m à Sein, 7,90 m à Molène), mais surtout la brusque diminution de la profondeur entraîne une forte accélération des courants. Ils atteignent 6, 7 et même localement 8 nœuds par marée de 115, et ils sont alternatifs : ceux de *flot* traversent la Chaussée du Sud vers le Nord, le Plateau de Molène du SO vers le NE ; les courants de *jusant* sont de sens opposé (revoir la fig. 28, et les roses de courants sur la carte h.t. en couleurs de Brest). *Flot et jusant ne sont pas de force égale :* en d'assez nombreux points du Plateau de Molène, le jusant est un peu moins rapide que le flot et sa durée est plus longue ; inversement sur la Chaussée de Sein c'est le jusant qui est plus fort que le flot, ce dernier durant plus longtemps. On a déjà vu (chapitre X) les effets de telles inégalités de courants sur la sédimentation profonde ; on ne sera pas étonné de retrouver ici, en relation avec ces inégalités, des formes dissymétriques.

Mais on pourrait s'attendre à ce que ces plateaux intensément balayés soient totalement débarrassés de sédiments. Effectivement sur les photographies aériennes, les espaces sombres qui représentent soit la roche, soit plus généralement d'épaisses forêts de Laminaires qui la masquent, occupent des surfaces considérables. Mais il existe aussi toutes sortes d'accumulations de sable, de graviers et de galets qui ont réussi à se maintenir dans des sites d'abri : les bancs s'allongent en traînées derrière des têtes de roches, dans la direction suivie par le courant dominant. On trouve aussi des dunes paraboliques comme celles du Pourceau, du Petit Courleau et du Grand Courleau (ces trois paraboles juxtaposées, qui s'accrochent entre Quéménès et Béniguet, sont bien visibles sur notre carte en couleurs), d'autres dunes hydrauliques « en Z », c'est-à-dire à orientation alternante (ainsi au SE de Béniguet), des rides perpendiculaires au courant, soit libres, soit fixées par des Zostères comme celles au NE de l'îlot de Litiri. La plupart de ces formes, sur le Plateau de Molène, sont orientées vers le Nord ou vers le NE, et *Guilcher* l'explique par le fait que le flot est plus fort que le jusant.

Sur la Chaussée de Sein, les formes d'accumulation paraissent moins nombreuses, et sur les photographies aériennes, les taches claires qui les dénoncent sont beaucoup plus rares que celles du Plateau de Molène. On n'y trouve que des placages de sable ou de cailloux très espacés et de peu d'ampleur. Il s'agit, ici encore, de

traînées orientées Nord-Sud comme celle au Nord d'Ar Fochou, mais aussi de barkhanes de petite taille comme celles situées au Sud d'Ar Virinnigog ou au Nord des Milinou. Il semble qu'il s'agisse bien ici de barkhanes, c'est-à-dire de petites dunes hydrauliques en croissants, qui, à la différence des grandes dunes paraboliques, ont des cornes qui s'effilent en sens opposé à la force génératrice. En effet les cornes sont du côté Sud, et sur la Chaussée c'est le jusant, qui vient du Nord, qui constitue le courant dominant.

En plus des accumulations déjà signalées par *Guilcher* (1959 b, fig. 6, p. 118), nous en avons repéré quelques autres, sur photographies aériennes, sur lesquelles nous avons pu draguer 8 échantillons de sable (N° 713 à 720). Il s'agit d'une dune en Z au Nord d'Ar Namouic, et de plusieurs bancs en W, constitués peut-être de barkhanes juxtaposées, au SO de Trouzyar, au Sud d'Ar Fochou, et entre Ar Fer et An Ifliscou. L'ensemble a été reporté sur la carte sédimentologique au 1/100.000 de Pont-Croix (*Saint-Requier,* 1969). Les huit échantillons sont tous formés d'un sable fin quartzeux, contenant très peu de calcaire organogène (10 à 20 %), et parfaitement classé (indice de dispersion compris entre 1,4 et 1,8 (fig. 30). Au total, même en tenant compte des compléments d'information que nous avons recueillis après *Guilcher,* la Chaussée de Sein est beaucoup plus dénudée que le plateau de Molène.

C'est dû, à notre avis, au fait que la Chaussée est beaucoup plus effilée que le Plateau, et surtout *beaucoup plus exposée aux houles dominantes,* qui doivent détruire périodiquement les accumulations que les courants auraient tendance à construire. Les tempêtes sur la Chaussée ont des effets spectaculaires ; sur le Plateau de Molène, la houle dominante, du SO, est déjà bien freinée par la Chaussée des Pierres Noires (qui à elle seule est aussi large que celle de Sein) qui, du fait de cette mauvaise exposition, est presque totalement dénudée. La Chaussée des Pierres Vertes, également nue, reçoit le premier choc des houles d'Ouest. Le reste du Plateau de Molène, au centre et au Nord, est bien protégé des houles par ces deux chaussées et il n'est pas étonnant d'y rencontrer les principales accumulations ; l'orientation dominante, vers le Nord, de ces accumulations, doit donc à notre avis être mise en rapport, non seulement avec le courant dominant, qui est ici le flot, mais aussi avec l'exposition à l'abri de la houle : les accumulations que le jusant tendrait à construire sur les façades sud et sud-ouest des îles sont démolies par les vagues de tempête.

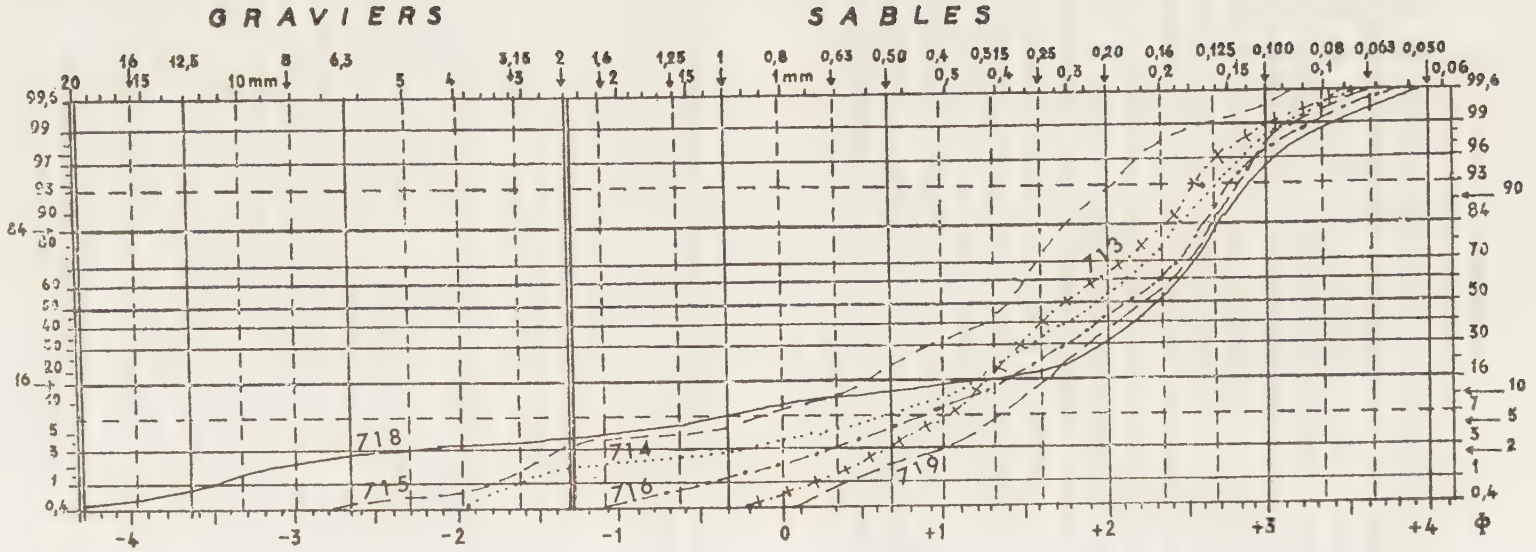


Figure 30. Courbes granulométriques de 6 échantillons de sable fin de la Chaussée de Sein.

C'est également dans les parties les plus abritées du Plateau de Molène, au Nord des îles de Molène et de Quéménez, qu'on trouve en abondance des fonds de Maërl. On appelle ainsi des algues calcaires en forme de petits arbuscules de couleur rose, de quelques millimètres à quelques centimètres de long, appartenant principalement à deux espèces (Lithothamnium calcareum et Lithothamnium corallioides). Les champs de Maërl ont été étudiés en détail en Baie de Morlaix par *Boillot* (1964, p. 131-136), à l'Est de Jersey par *Hommeril* (1967 a, p. 242-248), et une thèse de biologie marine qui vient d'être soutenue apporte d'intéressantes précisions sur l'écologie des ces algues (*Cabioc'h,* 1969). Rappelons seulement qu'on trouve du Maërl vivant entre zéro et une vingtaine de mètres sous les plus basses mers, la profondeur optimale de développement de cette algue étant d'environ 8 mètres. Mais des fragments de Maërl mort sont dragués beaucoup plus bas, jusqu'au fond de la vallée de la Helle, à —50 mètres, où des débris blanchâtres se mèlent à du sable vaseux. Nous retrouverons du Maërl dans la même situation d'abri, devant Camaret et en Baie de Douarnenez.

II — DEUX SECTEURS ABRITES : LA BAIE DE DOUARNENEZ ET LE VESTIBULE DU GOULET DE BREST

A — *LA BAIE DE DOUARNENEZ*

a) *Structure.* Enserrée entre la bande contournée des Grès Armoricains du Menez Hom au Cap de la Chèvre, au Nord, et la muraille rectiligne du massif granodioritique de Tréboul à la Pointe du Van, au Sud, la Baie de Douarnenez, affouillée dans les schistes tendres du Briovérien, constitue nous l'avons vu, une dépression d'origine à la fois lithologique et tectonique, un fossé dissymétrique effondré le long d'une ligne de faille qui doit longer, à peu de distance sous la mer, les falaises du Cap Sizun. Le même effondrement a dû abaisser la bande de Grès Armoricains du Cap de la Chèvre dont on ne retrouve plus que des débris immergés, de plus en plus profondément, vers le Sud (Basse Vieille) (fig. 31).

b) *Vents et marées.* Ces conditions structurales expliquent la dissymétrie fondamentale de la Baie de Douarnenez : moins profonde au Nord qu'au Sud, elle y est aussi beaucoup mieux abritée

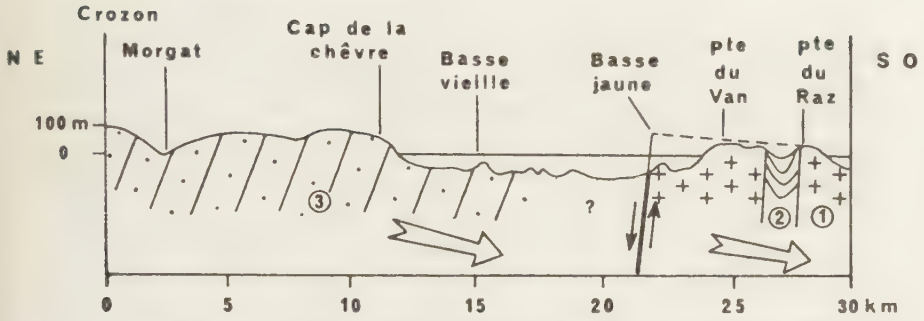


Figure 31. Coupe géologique schématique à la sortie de la Baie de Douarnenez

Morphologie de blocs basculés (le sens du basculement est figuré par les flèches blanches) séparés par une faille située immédiatement au Nord de la Basse Jaune.

1. Granite de la Pointe du Raz et granodiorite de la Pointe du Van.
2. Synclinal stéphanien de la Baie des Trépassés.
3. Grès armoricain : il constitue tout le Cap de la Chèvre et se prolonge très vraisemblablement jusqu'à la Basse Vieille, mais on ignore s'il ferme complètement la Baie de Douarnenez, ou s'il subsiste entre la Basse Vieille et la Basse Jaune un lambeau de Briovérien (?)

des vents d'Ouest, par le môle du Cap de la Chèvre. Les grosses houles de l'Ouest, qui, bien que freinées sur le fond, viennent déferler sur les plages du Ris ou de Sainte Anne en rouleaux impressionnants, arrivent beaucoup plus amorties, après diffraction, au fond de l'Anse de Morgat.

Cependant les tempêtes les plus fréquentes venant de l'Ouest-Sud-Ouest, et non exactement de l'Ouest, l'ensemble de la Baie est beaucoup moins agité que l'Iroise, grâce à l'écran du Cap Sizun. Et finalement ce sont les vents de Nord-Ouest qui s'avèrent le plus redoutables : c'est un « coup de Norois » très violent qui tout récemment, le 6 juillet 1969, a drossé sur les rochers du Ris un chalutier de moyen tonnage mouillé dans l'avant-port de Douarnenez... Cela renforce la différence entre le Nord et le Sud de la Baie : la côte nord est bien protégée des vents de Norois (fetch nul), tandis que la houle de Nord ou de Norois, qui dispose d'une course d'une quinzaine de kilomètres sur toute la largeur de la Baie, attaque avec violence les falaises sauvages du Cap Sizun.

Le mécanisme de la marée, dans cette baie de dimensions réduites, largement ouverte sur le large, est assez simple. La haute mer et la basse mer se produisent sur tous les points de la côte au même moment. A l'intérieur de la Baie les courants de marée sont très

faibles ; ils ne dépassent nulle part un demi-nœud (25 centimètres à la seconde) même en vive-eau. Ils accélèrent quelque peu vers la sortie de la baie, entre le Cap de la Chèvre et la Pointe du Van. L'examen des roses de courant (fig. 32) fait apparaître de légères différences entre les courants de flot, qui pénètrent dans la baie, et les courants de jusant, qui en sortent : au Sud, le long du Cap Sizun, le flot est à la fois plus long (au moins quatre heures) et plus rapide que le jusant ; au Nord, entre la Basse Vieille et le Cap de la Chèvre, c'est le jusant qui l'emporte, en durée comme en intensité, sur le flot. Tout se passe donc comme si le remplissage

Figure 32. Courants de marée à l'entrée de la Baie de Douarnenez
(d'après des mesures du Service Hydrographique de la Marine)

Au Sud, courants de flot plus importants que ceux de jusant (stations 468, 471, 472).

Au Nord le jusant l'emporte au contraire sur le flot (stations 466, 470, 475).
Comme dans toute l'Iroise, ces courants tournent dans le sens des aiguilles d'une montre, sauf à la station 475.

de la Baie se faisait surtout par le Sud, et la vidange par le Nord ; ou encore comme si les courants de marée étaient déviés vers leur droite, à l'entrée comme à la sortie ; est-ce là une manifestation de la force de Coriolis ? De toutes façons tous ces courants d'entrée ou de sortie ne dépassent guère la vitesse d'un nœud en vive-eau (coefficient 95) ; c'est dire qu'ils sont quatre à cinq fois moins rapides que ceux qu'on mesure au débouché de la Rade de Brest, dans l'étroit Goulet (fig. 28) ; la sortie de la Baie de Douarnenez est d'ailleurs aussi quatre à cinq fois plus large.

Quant aux courants de marée qui se produisent à l'intérieur de la baie, ils sont, répétons-le, à peu près nuls. Ils n'ont donc guère d'action sur la sédimentation. Par contre la faible profondeur de la baie, qui est presque toute entière située au-dessus de l'isobathe —30 mètres, explique que les vagues, et la houle, puissent avoir sur le fond une action efficace. Dans ces conditions nous ne nous étonnerons pas de retrouver, dans le tapis sédimentaire, des contrastes entre le Nord et le Sud qui sont à mettre au compte des différences d'exposition dont nous avons fait état ci-dessus.

c) *Le tapis de sédiments.* Sur la *carte sédimentologique* hors-texte en couleurs, la Baie de Douarnenez s'individualise nettement ; elle s'oppose bien à la Rade de Brest par la rareté des vases (couleur verte) qui n'y figurent que sous forme d'une tache peu marquée (5 à 20 % de fraction pélitique), au centre-nord ; elle se distingue aussi des fonds rocheux qui apparaissent en rouge à l'extérieur, devant la presqu'île de Crozon. Dans la baie, *les fonds rocheux sont exceptionnels* : quelques « basses » seulement, comme celles qui prolongent les pointes du Bellec, de Talagrip et de Lanvillau. De même *les sédiments très grossiers sont rares ;* la catégorie C^4 (plus de 80 % de cailloutis) n'y figure nulle part. Cependant une longue traînée de cailloux et de graviers sableux (C^3 ou C^2 mêlés à S^1 ou S^2) s'étend depuis la Basse Vieille jusqu'au centre, puis elle s'incurve vers le Nord-Est vers la Pointe de Kéréon. Cette traînée caillouteuse, qui occupe sensiblement l'axe de la baie, sépare l'ensemble en deux parties :

La moitié nord de la baie est occupée surtout par une *grande tache de Maërl,* légèrement vaseux en son centre. Ce fond de Maërl (trame d'étoiles violettes) ne dépasse pas vers le Sud le parallèle 48° 10' ; autrement dit il s'arrête exactement à la latitude du Cap de la Chèvre ; *la moitié sud* de la baie en est *totalement dépourvue.* Le rôle d'abri joué par le Cap de la Chèvre apparaît ici particulièrement évident.

Enfin, si l'on examine la *répartition du calcaire* (hachures verticales jaunes), un autre contraste apparaît, cette fois non entre le Nord et le Sud, mais entre l'Est et l'Ouest : le calcaire diminue progressivement de l'entrée de la baie jusqu'au fond. Comme dans toute l'Iroise, ce calcaire est essentiellement organogène ; en effet les formations géologiques entourant la baie n'en comportent pas, si l'on excepte un minuscule affleurement calcaro-volcanique à l'embouchure de l'Aber. Ces variations du taux de calcaire organique nous permettront de distinguer plusieurs catégories parmi les sédiments qui sont finalement largement dominants dans la baie, *les sables.*

Au total la répartition des sédiments dans la Baie de Douarnenez est assez schématique (fig. 33). Essayons d'en rendre compte en reprenant en détail, du haut en bas de l'échelle granulométrique, notre énumération descriptive.

1. *Les traînées de sédiments grossiers* qui apparaissent dans la partie centrale de la baie sont constituées de cailloutis et de graviers essentiellement schisteux, provenant sans doute de la gélifraction sur place du matériel briovérien lors d'une ou plusieurs périodes d'émersion coïncidant avec un climat froid. Il s'y mêle aussi, au voisinage du Cap de la Chèvre, des fragments ou des blocs de grès armoricain ainsi que des éléments gréseux rougeâtres que l'on doit pouvoir rattacher au « poudingue pourpré » cambrien que la carte géologique indique à la base de la série silurienne. Presque tous ces éléments : schistes, grès quartzites ou grès rouges sont anguleux. La proportion des éléments roulés, des « galets vrais », ne dépasse pas 10 % de l'ensemble. Aucune concentration particulière de ces éléments roulés n'a pu être déterminée dans la baie (peut-être faute d'un réseau de dragages suffisamment dense ?). D'autre part les galets de schiste, qui sont les plus nombreux, ont des formes généralement aplaties qu'il faut attribuer à la schistosité elle-même, si bien que le calcul des indices d'aplatissement, qu'on a tenté, n'est pas significatif et ne nous éclaire pas spécialement sur l'origine de ces galets épars, marine ou fluviale ? Quelle qu'elle soit, qu'il s'agisse de cordons littoraux ou bien d'une nappe alluviale déposée par un puissant ancêtre du ruisseau de Kervigen (chapitre III), il est certain que ces galets et graviers roulés ont été dispersés, depuis leur mise en place, et intimement mêlés au matériel anguleux gélifracté resté sur place ou bien soliflué sur les pentes. L'ensemble doit constituer une « nappe de base » qui existe sans doute sous les sables dans toute l'étendue de la baie, mais

qui n'apparaît qu'en certains points particuliers : au voisinage du Cap de la Chèvre, à proximité des fonds rocheux de grès armoricain qui prolongent le cap sous la mer d'une part, et dans la partie axiale de la baie d'autre part. La première localisation s'explique

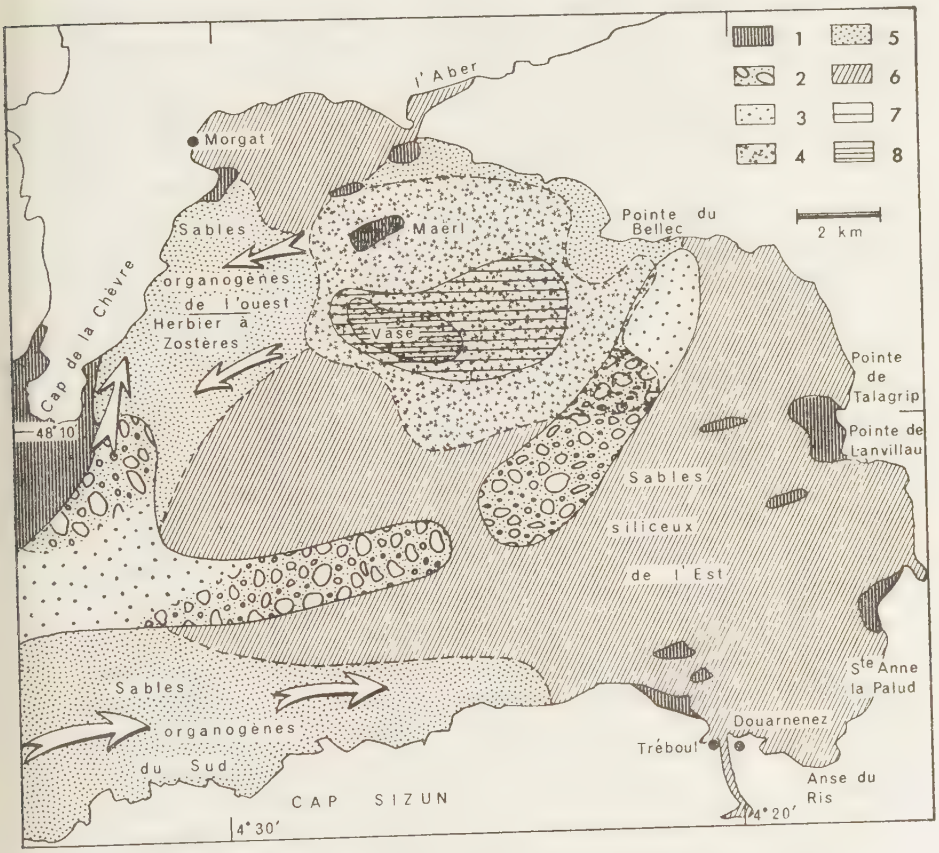


Figure 33. Répartition schématique des sédiments en Baie de Douarnenez

1. Principaux affleurements rocheux. 2. Cailloutis. 3. Gravier et sable grossier. 4. Maërl (vivant et mort). 5. Sable grossier organogène (% de CO_3Ca supérieur à 50 %). 6. Sable fin siliceux (% de CO_3Ca inférieur à 50 %). 7. Traces vaseuses au milieu des graviers de Maërl (5 à 20 %). 8. Vase un peu plus abondante (20 à 30 %).

Cette figure qui reproduit en la simplifiant une partie de la Planche hors-texte sédimentologique en couleurs, sépare nettement les différents stocks sableux. Les flèches indiquent les principaux mouvements de sables organogènes qui tendent à contaminer les sables siliceux ; ils proviennent soit de débris coquilliers migrant du large et qui rentrent dans la Baie de Douarnenez par le Sud (courant de flot prédominant au Sud), soit des fonds rocheux et des cailloutis où prospèrent des colonies animales autour du Cap de la Chèvre, soit encore des débris de Maërl (courant de jusant prédominant au Nord).

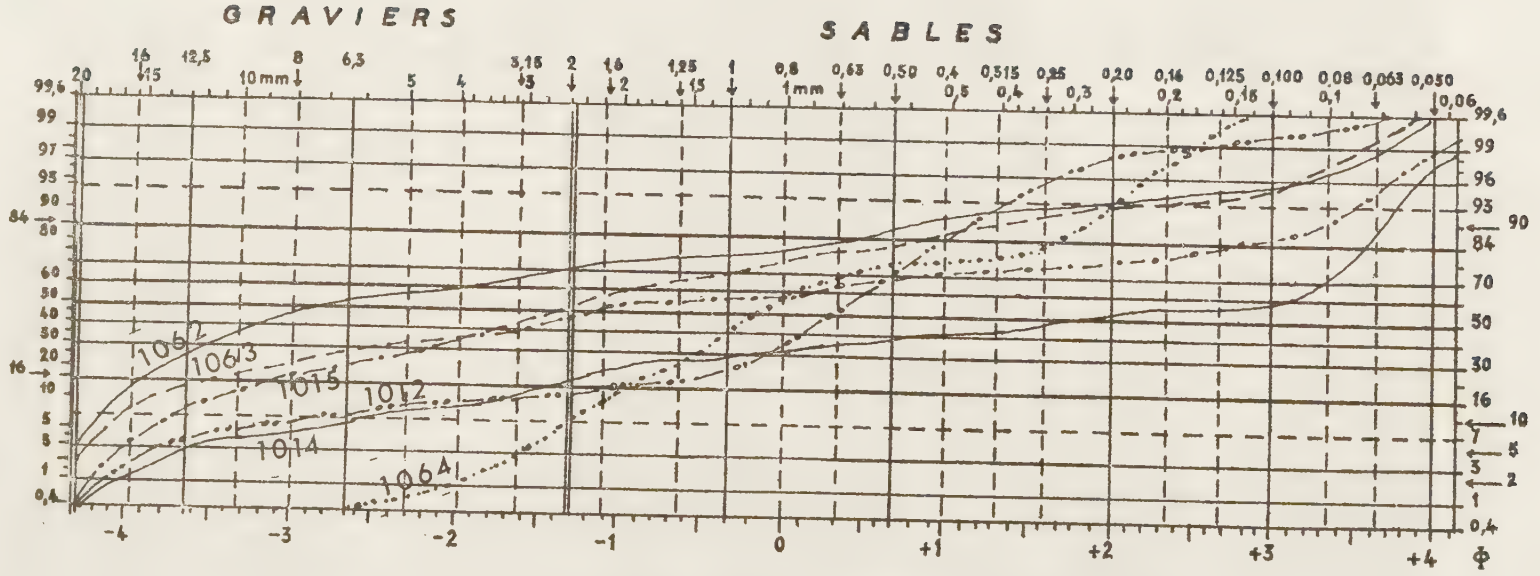


Figure 34. Courbes granulométriques de 6 échantillons de graviers et sables grossiers du centre de la Baie de Douarnenez

aisément : ces cailloutis échappent à l'ensablement grâce aux courants de marée qui les balayent (nous avons dit que le jusant, ici, est assez marqué) et surtout grâce aux vagues des tempêtes, auxquelles le Cap de la Chèvre est très exposé. Quant à la grande traînée de matériel grossier dans la partie axiale de la baie, nous ne comprenons pas bien pourquoi elle n'a pas été recouverte totalement par des sables. Peut-être faute d'un courant assez puissant pour les y amener ? Trop de trubulence dans un cas, pas assez dans l'autre, les deux causes opposées auraient finalement le même effet : empêcher la sédimentation...

2. *Les champs de Maërl* sont localisés dans la partie de la baie la plus abritée, la moitié septentrionale. Le Maërl vivant semble proliférer plus particulièrement vers l'isobathe —10 mètres, dans un triangle qui a pour sommets les Verrès, l'îlot de l'Aber et la Pointe du Bellec. En s'éloignant de la côte on trouve ensuite du Maërl mort jusqu'à 25 mètres de profondeur. Des petits débris sont encore décelés à —30 m, et vers l'Ouest jusqu'au voisinage du Cap de la Chèvre, où ils sont sans doute entraînés par le jusant. Un caractère particulier de ces formations de Maërl (vivant ou mort), qui les différencie de celles du Plateau de Molène, c'est leur aspect très sale : le Maërl de la baie est littéralement englué dans de la boue... Ceci se traduit bien sur les courbes granulométriques (fig. 35) ; toutes les courbes de sédiment à Maërl présentent une nette inflexion vers la dimension de 0,1 à 0,2 mm. Et la médiane granulométrique se situe aussi entre ces deux dimensions. Ce qui revient à dire que ce sédiment est constitué d'un mélange à peu près équilibré de gravier et sable grossier d'une part (les arbuscules de Maërl et leurs débris), de sable fin d'autre part. Ce sable fin grisâtre contient lui-même une proportion de vase non négligeable, de 5 à 22 %. Ici comme en Manche, entre Jersey et la côte du Cotentin (*Hommeril,* 1967 a, p. 248), le Maërl semble donc jouer un rôle de piégeage des sédiments fins en suspension. Et comme les courants, ainsi que la houle, sont ici très faibles, les fonds de Maërl sont fort envasés et contrastent avec ceux du Plateau de Molène, plus propres.

3 — *Les sables.*

Elément dominant dans toute la baie, ils ne constituent pas pour autant un stock homogène. Le tableau N° 8 permet de distinguer trois ensembles que localise la figure 33.

— *A l'Ouest,* le long de la côte entre Morgat et le Cap de la Chèvre, s'étend une nappe de sable assez fin (moyenne des média-

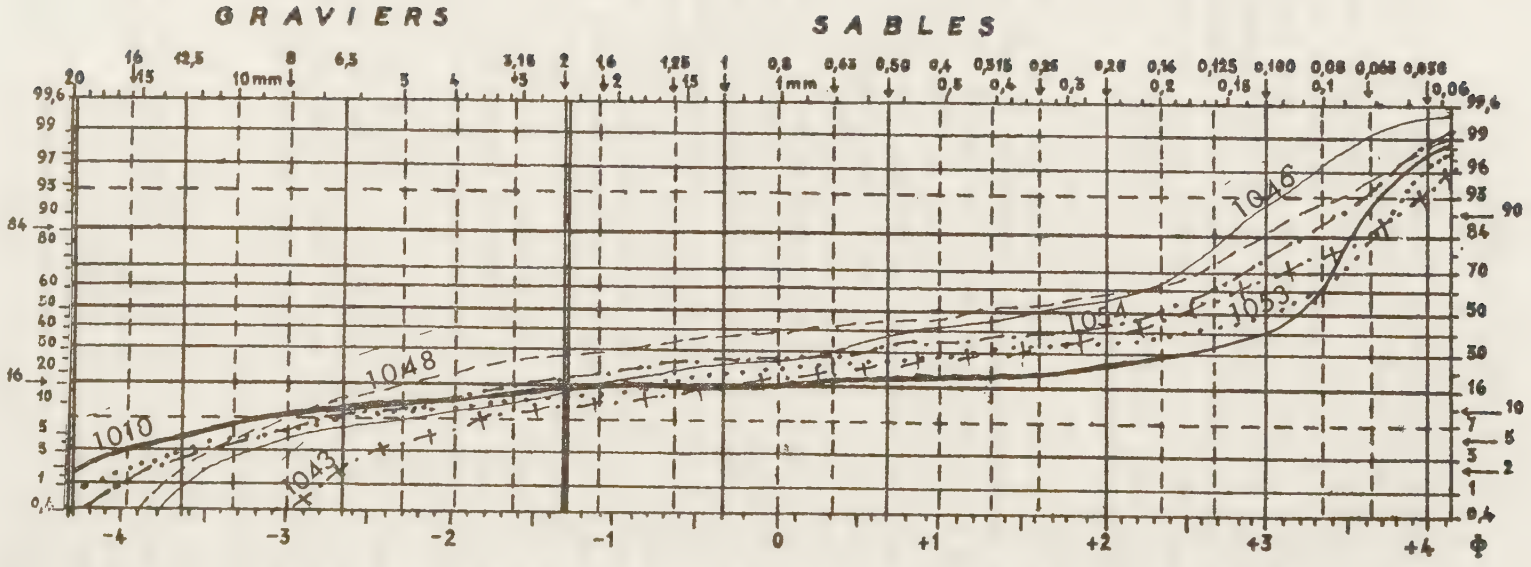


Figure 35. Courbes granulométriques de 6 échantillons de sable et gravier de maërl (centre-nord de la Baie de Douarnenez)

Tableau N° 8. Caractéristiques granulométriques des sables de la Baie de Douarnenez

SABLES DE L'OUEST (de l'Anse de Morgat au Cap de la Chèvre)				SABLES DU SUD (Cap Sizun)				SABLES DE L'EST (Fond de la Baie)			
N°	Méd. (mm)	σ 68	% CO_3Ca	N°	Méd. (mm)	σ 68	% CO_3Ca	N°	Méd. (mm)	σ 68	% CO_3Ca
1021	0,11	0,35	39	988	0,25	0,25	59	997	0,30	1,30	79
1022	0,10	0,25	40	990	0,60	0,60	55	998	0,17	0,50	42
1024	0,13	0,20	39	991	0,22	0,50	45	999	0,11	0,70	25
1025	0,14	0,20	49	994	0,18	0,50	48	1000	0,34	1,10	64
1026	0,17	0,55	55	999	0,26	0,50	55	1001	0,13	0,60	44
1027	0,35	1,10	61	1082	0,14	0,25	26	1003	0,15	0,10	31
1028	0,20	1,00	57	1083	0,40	0,60	57	1005	0,13	0,35	27
1034	0,15	0,75	83	1084	0,30	0,50	57	1006	0,13	0,35	31
1035	0,40	0,70	79	1090	0,30	0,40	56	1007	0,11	0,90	24
1038	0,50	0,50	86					1008	0,20	0,70	11
1039	0,50	0,50	86					1009	0,20	0,70	29
1040	0,60	0,90	84					1010	0,10	0,60	29
1041	0,60	0,90	87					1065	0,11	0,10	20
1073	0,50	0,50	89					1066	0,10	0,10	20
1074	0,13	1,10	24					1068	0,10	0,90	24
1095	0,50	0,40	57					1069	0,50	0,40	27
1099	0,36	0,40	26					1070	0,13	1,10	29
								1077	0,20	0,40	33
								1079	0,14	0,30	20
								1080	0,14	0,30	25
Moyennes	0,32	0,60	61,2		0,26	0,45	50,9		0,17	0,57	31,7

nes granulométriques=0,32 mm), assez bien classé (moyenne des indices de dispersion = 0,60) et fortement calcaire (taux moyen de CO^3Ca = 61,2 %). Examiné à la loupe binoculaire, ce sable apparaît constitué de débris de Lamellibranches, surtout des moules, avec quelques fragments de Maërl, comme nous venons de le voir. La partie non calcaire, toujours minoritaire, est faite de sable quartzeux très fin. Sur cette nappe de sables organogènes de l'Ouest pousse un bel herbier de Zostères. La localisation de cet herbier ici, et non ailleurs dans la baie, semble s'expliquer à la fois par le site bien abrité et par la limpidité de l'eau. Les eaux les plus claires de la baie se trouvent là, au Sud de Morgat ; aucune rivière en effet n'est susceptible d'apporter des troubles : la charge de l'Aber, dès sa sortie de l'embouchure, a été piégée par le Maërl, et ce ne sont pas les courts ruisseaux de la branche sud de la presqu'île de Crozon (les plus importants coulent d'ailleurs vers l'Iroise) qui peuvent troubler les eaux de la baie... Or *Lubet* a montré (1958), à propos du Bassin d'Arcachon, la grande sensibilité des Zostères aux troubles de l'eau, ainsi que leur répulsion envers les eaux douces.

Ce même faciès de sable coquillier à Mytilus, mais sans Zostères, se retrouve à maintes reprises le long des côtes de la baie, en particulier entre l'Aber et la Pointe du Bellec.

— *Au Sud,* le long de la côte du Cap Sizun, s'étend une autre langue de sables organogènes assez comparables aux précédents, également dépourvus d'herbier. Un peu plus fins que ceux de l'Ouest (moyenne des médianes granulométriques = 0,26 mm), ils sont très bien classés (moyenne des indices de dispersion = 0,45) et si le calcaire y est encore prédominant c'est de justesse (taux moyen de CO^3 Ca = 50,9 %). Ce taux de carbonate décroît régulièrement de l'Ouest vers l'Est, et l'on passe insensiblement à des sables siliceux très fins, très peu calcaires, qui constituent le troisième stock. L'examen des particules de calcaire organogène montre qu'il s'agit, ici encore, de débris de moules qui proviennent des fonds rocheux qui ourlent toute la côte, mais aussi de bien d'autres Lamellibranches plus profonds, sans compter les fragments d'Oursins, d'Etoiles de mer ou d'Ophiures ; ces derniers vivent en grande abondance sur les cailloutis du centre de la baie et dans le Maërl : on n'en a pas compté moins de 1 000 dans les deux dragages N° 1097 et 1098 (il est vrai que ces dragages ont été effectués avec une drague à huîtres, plus large que la Rallier, et qui opère un tri).

Au total cette composition se rapproche de celle des sables organogènes de l'Iroise (Tableau N° 10) ; ce faciès de profondeur, beaucoup plus varié que le faciès côtier à Mytilus, nous autorise à penser que ce sont les courants (courants de flot, plus forts ici que ceux de jusant, et sans doute aussi l'influence des houles d'Ouest) qui contaminent progressivement, par l'apport de débris organogènes en provenance du large, le sable siliceux du fond de la baie.

— Le troisième stock de sable, que nous appelons « sable *de l'Est* », mais que l'on trouve aussi au centre, ainsi que dans l'Anse de Morgat, se distingue par sa faible teneur en CO^3Ca (en moyenne 31,7 %) et surtout sa très grande finesse (moyenne des médianes granulométriques = 0,17 mm). C'est un sable bien classé (fig. 36), thixotropique, constitué presque autant de biotite que de quartz, ce qui lui donne une couleur gris-noir assez semblable à celle du ciment mouillé. Tous ces caractères permettent de comprendre pourquoi, sur l'ancienne carte de *Thoulet,* les sédiments de cette partie orientale de la baie sont qualifiés de « vase ». En fait il s'agit seulement de sable très fin grisâtre, et nullement de vase, car le pourcentage de pélites contenus dans cette formation est toujours très faible : la fraction inférieure à 50 microns n'atteint nulle part 5 %. L'origine du quartz et du mica qui constituent ces sables doit-elle être recherchée dans les formations granitiques ou métamorphiques toutes proches, sur la côte sud, ou bien s'agit-il d'un ensemble venu du large et redistribué dans la baie par la mer ? L'étude des minéraux lourds va nous permettre de trancher.

d) Etude des minéraux lourds. Douze échantillons de sable de la Baie de Douarnenez ont été confiés au Laboratoire du Centre National de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen pour une analyse des minéraux lourds (1). Les comptages ont été faits sur trois fractions (fraction A : 0,50 à 0,31 mm ; fraction B : 0,31 à 0,16 mm ; fraction C : 0,16 à 0,05 mm) selon la méthode décrite par *S. Duplaix* (1958). C'est dans la troisième fraction, la plus fine, qu'on a compté les minéraux les plus nombreux. Les résultats de cette analyse sont cartographiés sur la figure 37, et le détail du comptage est l'objet du tableau N° 9.

D'autre part nous avons réussi à dresser une carte des minéraux

(1) Nous remercions *M^lle Bazire,* qui a identifié et compté les minéraux, ainsi que *M. Giresse,* de la Faculté des Sciences de Caen, qui a bien voulu nous donner son avis sur les résultats.

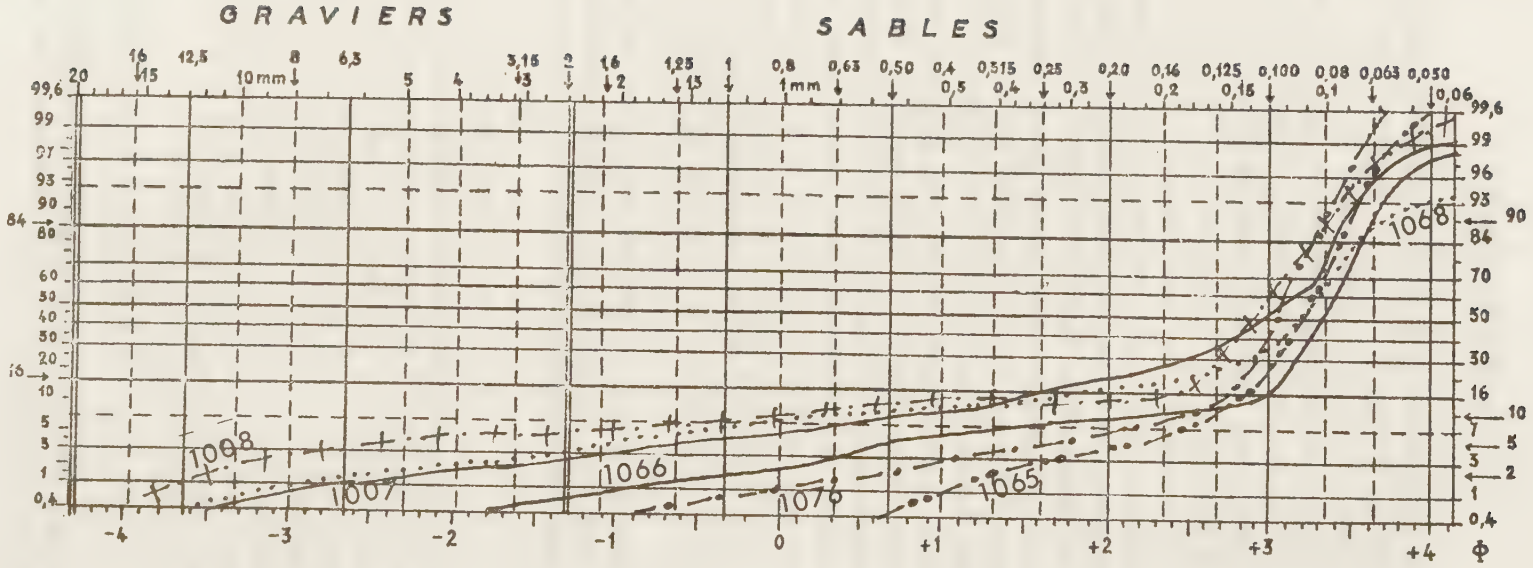


Figure 36. Courbes granulométriques de 6 échantillons de sables fins siliceux de l'Est de la Baie de Douarnenez

lourds présents dans toutes les rivières tributaires de la Baie de Douarnenez (2), ceci grâce aux résultats d'une prospection systématique entreprise par le Bureau de Recherches Géologiques et Minières dans les alluvions de tout le réseau hydrographique breton. Cette carte nous a permis de mettre en évidence, sur le continent, deux zones minéralogiques très différentes : les rivières du Sud, ainsi celle de Douarnenez, celle du Ris, et les courts ruisseaux du Cap Sizun transportent un cortège de minéraux qui sont communs dans les roches granitiques et métamorphiques : andalousite, disthène, sillimanite, corindon, grenat, etc... A l'Est et au Nord, les minéraux lourds sont beaucoup moins abondants et proviennent soit des roches sédimentaires (chromite) soit plus généralement de filons (cassitérite, or, cuivre, etc...).

On pourrait s'attendre à ce qu'un tel contraste Nord-Sud se retrouve dans les sables sous-marins de la baie ; il n'en est rien. *Les sables minéraux de la Baie de Douarnenez forment un stock assez homogène* présentant le mélange de tous les minéraux bretons. Le cortège des minéraux les plus fréquents est très comparable à celui défini en Manche par *Duplaix* et *Boillot* (1968) : amphibole, grenat. épidote, tourmaline, auxquels s'ajoutent, en moindre abondance, de l'andalousite, des pyroxènes, de la staurotide et du zircon. Les seuls gradients qu'on puisse déceler sur la figure 37 sont Est-Ouest et non pas Nord-Sud.

Ainsi la diminution très nette du nombre des minéraux décomptés, depuis l'entrée jusqu'au fond de la baie, implique un *apport venu du large.* C'est particulièrement évident pour les grenats, dont les cristaux, de forme ronde, tombent très vite au fond de la mer quand la turbulence diminue. C'est vrai aussi de l'andalousite, qui diminue régulièrement d'Ouest en Est. Seules les amphiboles semblent échapper à la règle : leur proportion croît au contraire, du large vers l'intérieur. Cela est dû au fait que leur forme en paillettes leur permet d'être facilement prises en charge par des courants même faibles, et il n'est pas étonnant qu'elles se déposent surtout dans les fonds les plus calmes, par exemple devant Morgat et dans le rentrant devant la plage du Ris. Cependant les zircons qui devraient se délester en même temps que les grenats, car ils sont également arrondis, ne se trouvent pas à l'entrée de la Baie, mais au contraire dans plusieurs stations de l'intérieur

(1) Cette carte, établie à partir de prospections privées, n'a pas pu être reproduite ici. Nous remercions *M. Guigues,* chef de la Division Vendée-Bretagne du B.R.G.M. à Rennes, qui a bien voulu nous donner accès à ces documents.

Tableau N° 9. Analyse minéralogique des sables de la Baie de Douarnenez (fraction C)

Echantillons n°	990	991	993	995	1003	1006	1009	1023	1065	1074	1078	1081
Andalousite	16	23	88	38	20	10	43	26	20	25	29	9
Saurotide	5	13	59	19	32	8	28	42	10	19	25	31
Disthène	—	2	7	1	—	—	2	1	—	1	—	—
Sillimanite	—	2	5	2	—	—	1	—	—	2	1	—
Grenat	45	32	45	54	13	11	29	89	27	52	63	88
Sphène	2	3	5	10	4	2	3	13	7	3	10	8
Apatite	—	6	—	16	2	4	3	4	2	—	13	2
Corindon	—	—	—	2	—	1	—	—	—	—	—	—
Tourmaline	8	12	46	25	24	25	16	33	12	20	16	16
Zircon	4	7	3	6	9	8	20	52	40	6	29	50
Monazite	3	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Rutile	—	3	2	2	5	2	6	10	12	1	1	10
Cassitérite	—	3	1	—	—	—	1	24	3	—	—	5
Brookite	—	—	—	—	1	1	—	—	—	—	1	2
Anatase	—	2	—	—	2	2	—	—	2	—	1	2
Epidotes	6	14	21	45	13	6	40	33	21	29	76	40
Amphiboles	19	115	147	199	212	142	168	227	168	83	161	196
Pyroxènes	2	4	20	3	9	17	11	39	15	18	12	26
Total des minéraux comptés	110	241	449	422	346	239	371	593	339	259	438	485

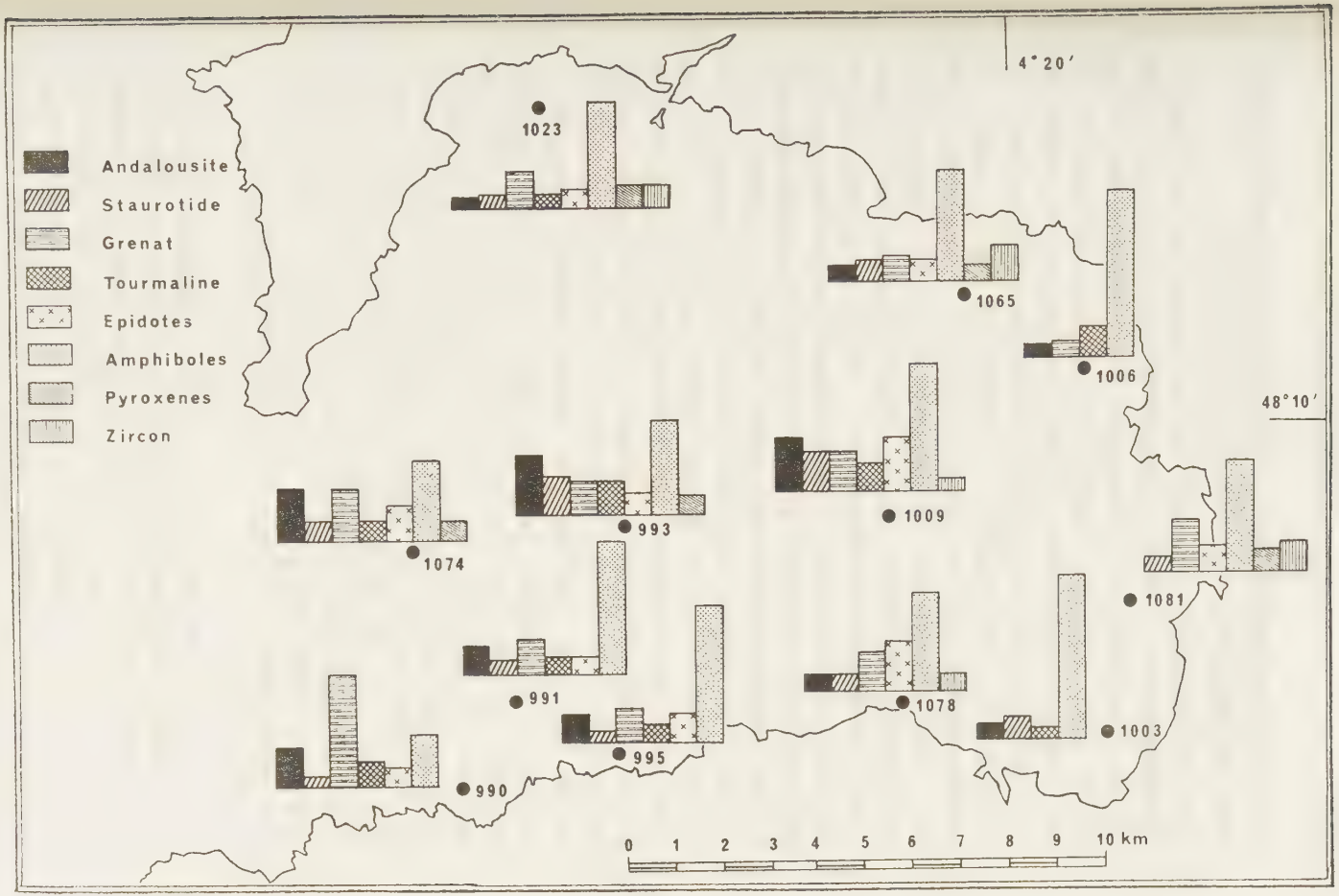


Figure 37. Répartition des minéraux lourds dans les sédiments de la Baie de Douarnenez

(devant les pointes du Bellec et de Tréfeuntec). Pour eux seulement on doit peut-être penser à une origine locale.

En conclusion de cette étude, on doit retenir que les sédiments fins qui tapissent la Baie de Douarnenez appartiennent à un stock de sables minéraux homogènes, venus du large, et ne doivent que peu de chose aux apports locaux. C'est là leur différence avec les cailloutis qui, nous l'avons vu, sont presque partout produits sur place. L'étude morphoscopique des sables quartzeux nous avait déjà fait pressentir cette conclusion (chapitre XI). Une analyse des constituants des vases du centre de la Baie de Douarnenez, également menée au Centre de Géomorphologie de Caen, et dont les résultats sont publiés ailleurs *(Hinschberger* et *Saint-Requier 1970),* confirme encore cette notion : les pélites qui sont piégées dans le Maërl de la Baie de Douarnenez ne contiennent pas d'argiles spécifiques provenant des côtes voisines ; par contre elles présentent la même composition, et dans les mêmes proportions, que les 20 échantillons de pélites récoltés par *Vanney* sur la « Grande Vasière » et analysés par *Rumeau* et *Vanney* (1968). Les récents travaux de *Lapierre* (1969) témoignent également d'une grande uniformité dans la composition des sédiments fins sur la plate-forme continentale atlantique, du moins dès qu'on s'éloigne un peu de la côte. Mais les secteurs côtiers, et surtout les environs de grands estuaires, présentent en général des particularités. En Manche également les sables côtiers sont différents des sables du large. Ainsi *C. Billy* (1964) détermine trois ensembles bien distincts, le long de la côte normande, entre les estuaires de la Dives et de la Somme. Plus près de nous *Dupeuple* (1964) a défini des cortèges de minéraux lourds bien particuliers le long du littoral de Roscoff, cortèges que l'on retrouve à quelques kilomètres en mer, mais qui sont assez différents de ceux qu'analysent *Duplaix* et *Boillot* (1968) au milieu de la Manche.

En Baie de Douarnenez, il n'y a rien de semblable. Nous pensons pouvoir l'expliquer par le fait que la baie est finalement moins abritée qu'on serait tenté de le croire, et que son exposition face à l'Ouest et sa large ouverture ont permis l'invasion des sables du large jusque dans ses anses les plus retirées. Rappelons aussi qu'aucune rivière de quelque importance ne s'y déverse depuis la conquête de tout le drainage par l'Aulne et l'Elorn (chapitre III).

Les conditions sont toutes différentes dans la Rade de Brest, beaucoup mieux fermée aux influences du large, et où se jettent

les deux principaux fleuves de l'Ouest breton. Aussi bien n'est-ce-pas avec la Rade de Brest qu'il faut comparer la Baie de Douarnenez, mais plutôt avec une autre baie largement ouverte, sorte de sas entre la Rade de Brest et le grand large, et que nous appelons le « vestibule » du Goulet.

B — *LE VESTIBULE DU GOULET DE BREST.*

La comparaison entre la Baie de Douarnenez et ce « vestibule » peut sembler à première vue artificielle, voire paradoxale ; le vestibule est beaucoup moins étendu, sa superficie ne dépassant pas le tiers de celle de la Baie ; il est beaucoup moins isolé de l'Iroise, sur laquelle il s'ouvre très largement : entre la Pointe du Toulinguet et la Pointe de Creac'h Meur, la distance est de 8 kilomètres. Pourtant, cette question de dimensions mise à part, nous allons voir que les points de comparaison sont nombreux et que le vestibule constitue, en quelque sorte, la réplique, ou plus proprement le symétrique de la Baie de Douarnenez, à condition, comme il est de règle entre deux figures symétriques, de renverser l'orientation : ce qui est au Nord dans la Baie de Douarnenez se retrouvant ici au Sud, et vice-versa.

Point n'est besoin d'insister longuement sur la symétrie structurale entre les deux ensembles ; nous l'avons évoquée dans notre introduction. Le vestibule, comme la Baie, est excavé dans des formations tendres (Briovérien de la bande de l'Elorn, et schistes primaires qui prolongent vers l'Ouest ceux de la Presqu'île de Roscanvel) pincées entre deux murs de roches dures : la muraille nord, dans les « Gneiss de Brest » relevés le long de la faille de l'Elorn et du Goulet, rappelle, sans en avoir tout-à-fait la rigidité, la ligne de falaises du Cap Sizun ; la limite sud, depuis la Pointe du Toulinguet jusqu'à la Parquette, est une bande de grès armoricain, tout comme la limite nord de la Baie de Douarnenez. Beaucoup moins massive (la Pointe du Toulinguet est bien modeste, comparée au Cap de la Chèvre), elle s'effondre elle aussi progressivement vers le large, jalonnée par une ligne de hauts-fonds (Trépied, Parquette, Vandrée). Autre point de ressemblance structurale déjà évoqué (revoir fig. 2) : le vestibule, comme la Baie, ont leur plus grand axe orienté NO-SE, exactement sur le tracé du décrochement Kerforne, zone de moindre résistance le long de laquelle se sont creusées quatre anses (Bertheaume symétrique de Douarnenez, Camaret symétrique de Morgat).

Si l'on examine la répartition des sédiments (fig. 40 et pl. hors-texte N° 3 ; voir aussi la planche en couleur au 1/100.000), la symétrie entre vestibule et Baie de Douarnenez est déjà moins évidente, et la première impression est celle d'un grand désordre (*Hinschberger,* 1964). Pourtant les principaux ensembles qu'on a définis dans la Baie se retrouvent ici : le Maërl d'abord, qui apparaît sous forme d'une petite tache située au Sud du vestibule, dans l'Anse de Camaret, laquelle est très bien abritée ; c'est d'ailleurs dans cette anse, et au milieu du Maërl, qu'on trouve les sédiments les plus fins de tout l'ensemble, des sables gris avec des traces de pélites (5 à 8%). Des débris de Maërl mort sont dragués jusqu'au pied du « Banc Extérieur », vers —25 m, mais pas plus loin.

Les formations de cailloutis sont abondantes autour des écueils qui prolongent la Pointe du Toulinguet, tout comme elles l'étaient au voisinage du Cap de la Chèvre. Cailloutis et graviers sableux existent aussi le long de la côte nord, depuis la Pointe Saint Mathieu jusqu'à la Pointe de Creac'h Meur. A partir de ces formations caillouteuses, et des fonds rocheux dont elles dérivent, des nappes de gravier et sable grossier organogènes se répandent, formés des débris de la faune qui vit sur les roches et dans les cailloutis. Deux nappes de sables coquilliers se distinguent ainsi, l'une au Nord, la plus petite, qui ne dépasse pas le milieu de l'Anse de Bertheaume, l'autre au Sud, beaucoup plus importante, puisqu'elle occupe la moitié de la surface du vestibule, depuis le Trépied jusqu'à l'entrée du Goulet. Cette situation rappelle celle des sables organogènes de la Baie de Douarnenez. Entre ces deux nappes subsiste un sable plus fin, moins calcaire (fig. 38) qui s'étend de la Pointe du Minou à la Parquette, et qui rappelle les « sables de l'Est » de la Baie de Douarnenez. Ce « Banc du Minou » présente un profil bombé, très régulier, accidenté seulement de petites rides sur son flanc sud (voir le profil de sondage N° 16). De l'autre coté du Goulet, un banc de moindre étendue, le « Banc Extérieur », se traduit sur la carte par l'avancée vers le Sud-Ouest de l'isobathe —20 m. Mais il n'apparaît pas sur la carte de la calcimétrie (fig. 38) : il est fait des mêmes sables grossiers organogènes que toute la grande nappe du Sud.

Les courants de marée dans le vestibule (fig. 39) sont plus rapides et aussi plus compliqués que ceux qui affectent la Baie de Douarnenez. Cependant c'est surtout dans le Goulet qu'ils atteignent de grandes vitesses (de 4 à 5 nœuds), au point que la sédimentation, nous y avons fait allusion au chapitre IX, est variable :

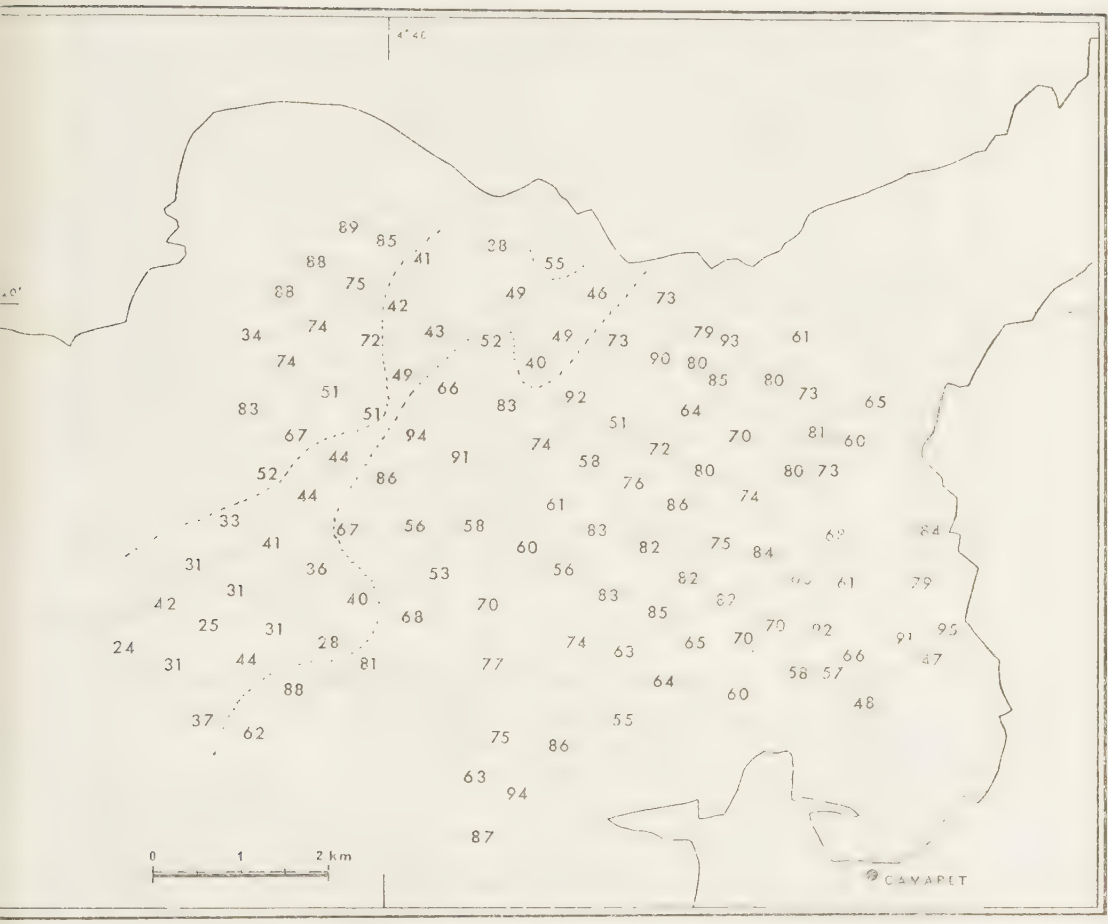


Figure 38. Taux de carbonate de calcium dans les sédiments du vestibule du Goulet de Brest
(pourcentages calculés sur la fraction inférieure à 20 mm)
La courbe en pointillé permet d'individualiser les sables siliceux (taux de calcaire inférieur à 50 %) qui correspondent au Banc du Minou et à ses prolongements vers le S.W.

sables en morte-eau, balayés en vive-eau pour laisser apparaître les cailloutis sous-jacents. Aussitôt sortis du Goulet, les courants s'amortissent en s'épanoussant ; le dessin des côtes, et en particulier le subit élargissement du vestibule dans les anses de Bertheaume et de Camaret, provoquent des contre-courants. Ainsi dans l'anse de Bertheaume au moment du jusant (fig. 39, à + 3 heures, + 5 h et — 6 h) le courant qui sort du Goulet vers l'Ouest se rabat ensuite vers l'Est, en tournant au-dessus du Banc du Minou, qu'il

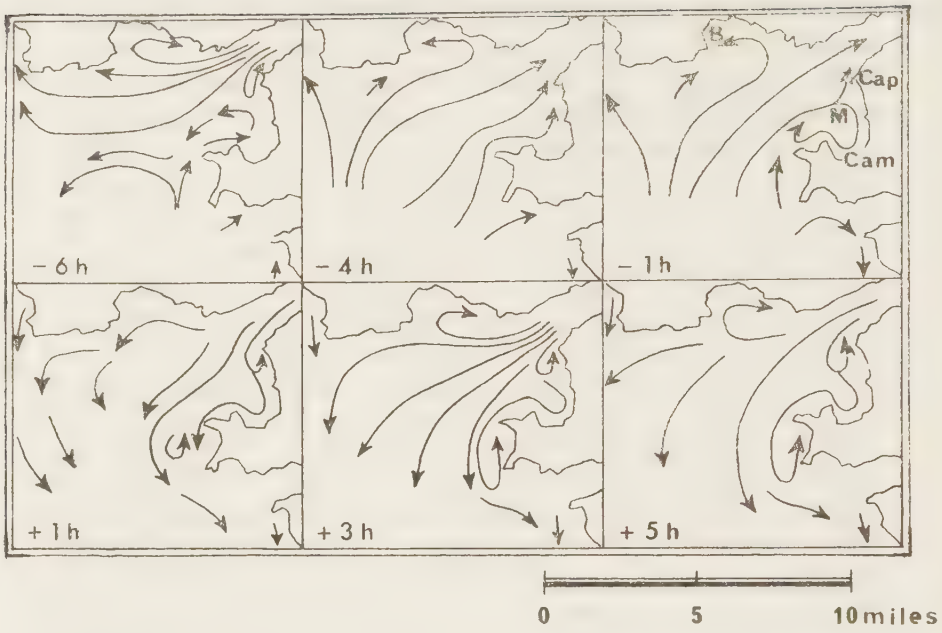


Figure 39. Les courants de marée dans le vestibule du Goulet de Brest

Cette figure inspirée de GUILCHER (1965, p. 128) a été établie d'après les mesures du Service Hydrographique de la Marine.

Heures rapportées à la pleine mer de Brest.

Alternance du flot et du jusant dans le Goulet. Observer les particularités locales : permanence du courant vers le Nord devant la Pointe des Capucins (Cap), existence de contre-courants dans l'anse de Bertheaume (B) et dans celle de Camaret (Cam.). Au centre de cette dernière, un « point mort » au milieu d'un tourbillon (M) correspond à une tache de maërl vaseux.

contribue ainsi à façonner. Inversement au début du flot (— 4 h et — 1 h) un contre-courant ramène les eaux vers l'Ouest, de Trégana au Trez-Hir. Devant la Pointe des Capucins la situation est plus simple, mais non moins étonnante : le courant porte toujours vers le Nord, ce qui est normal au moment du flot, mais ce qui est dû à un contre-courant qui se forme au jusant. Le Banc Extérieur, au débouché de la Petite Passe du Goulet, est situé à peu près dans la boucle de ce contre-courant. Enfin, dans l'Anse de Camaret, les courants de marée longent fidèlement la côte tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre, en tournoyant alternativement dans le sens direct (flot) et rétrograde (jusant). Au milieu de l'anse, dans l'axe de ce tourbillon, existe un point mort que nous avons pu mettre en évidence par une série de mesures (bouteille de Carruthers) échelonnées sur une dizaine d'heures un jour de grande

marée, et qui ont donné des résultats à peu près nuls à tous moments... C'est autour de ce point mort que se situe la petite tache de sable vaseux, dans le Maërl.

Si importants que soient les courants de marée, nous ne devons pas négliger pour autant l'effet de la houle. Le vestibule y est certainement très sensible, puisque peu profond et largement ouvert dans la plus mauvaise direction : l'Ouest-Sud-Ouest. Les houles de tempêtes doivent jouer ici un grand rôle, plus important peut-être que celui des courants de marée. Car enfin ceux-ci sont alternatifs, et la résultante de leur action sur les transports de sédiment sur le fond doit être, dans la plupart des points, nulle. Ce sont les vents d'Ouest et de Sud-Ouest qui sont responsables, à notre avis, bien plus que les courants de flot, de l'épandage des nappes de sable grossier à partir des cailloutis, et c'est ce que nous avons voulu représenter par les flèches de la figure 40.

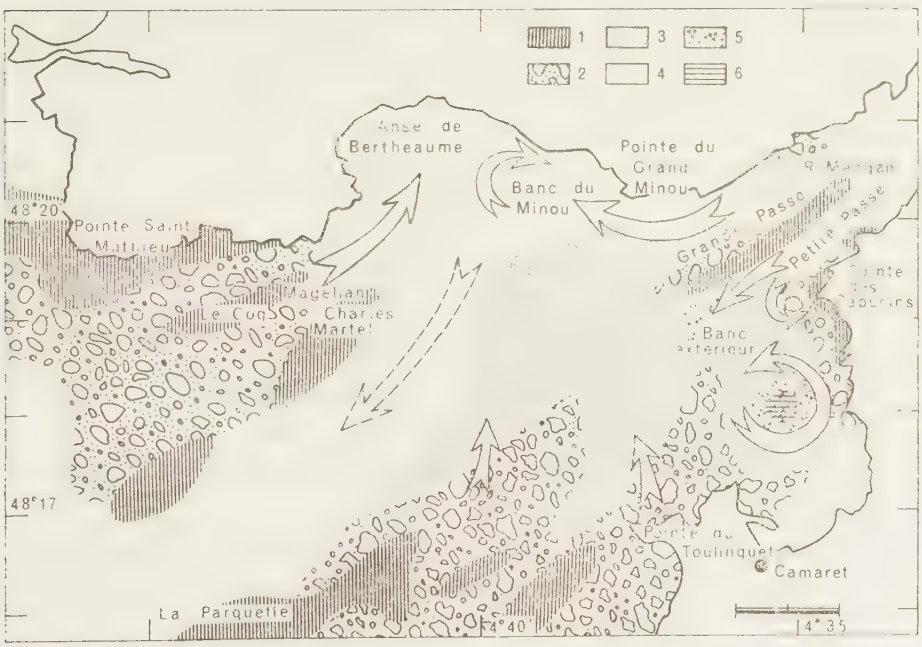


Figure 40. Disposition schématique des sédiments dans le vestibule du Goulet de Brest

1. Fonds rocheux. 2. Cailloutis et graviers. 3. Sables coquilliers grossiers. 4. Sables fins siliceux. 5. Gravier de Maërl. 6. Traves vaseuses mêlées au Maërl. Les flèches banches indiquent les principaux mouvements des sédiments.

Les courants n'ont une action qu'en certains points particuliers où ils sont dissymétriques, c'est-à-dire là où le flot l'emporte sur le jusant ou inversement. C'est le cas devant la Pointe des Capucins et dans l'Anse de Bertheaume, et les deux bancs qui existent au débouché des deux passes du Goulet (Minou et Banc Extérieur) peuvent être comparés aux bancs d'amortissement que nous avons décrits ailleurs, par exemple aux bancs de Tévennec et du Talou, à la sortie du Raz de Sein (chapitre X, fig. 22).

Au total la comparaison entre la Baie de Douarnenez et le vestibule du Goulet de Brest est instructive. Elle nous a permis de souligner l'importance des conditions locales dans la sédimentation à proximité immédiate des côtes : le dessin du littoral, la topographie des hauts-fonds rocheux influent sur les courants de marée qui balayent ou déposent les sédiments ; mais c'est surtout l'exposition ou l'abri par rapport aux vents dominants qui nous apparaît le facteur primordial. Tout cela était déjà bien connu des morphologues littoraux. Les règles qu'ils ont établies sur les rivages se vérifient encore à une distance variable vers le large, en principe jusqu'à la profondeur où les vagues n'ont plus d'action sur le fond.

III — LES MOYENNES PROFONDEURS.

Nous entrons ici dans cet étage intermédiaire difficile à délimiter exactement où l'action des vagues, plus exactement de la houle, sur le fond est très faible. Le problème théorique sera exposé en fin de volume, et nous essayerons de justifier l'estimation d'une trentaine de mètres de profondeur en-dessous de laquelle nous croyons pouvoir dire qu'en Iroise, les seuls mouvements d'eau qui soient capables de prendre en charge des sédiments sont les courants de marée.

Entre —30 et —90 mètres, la morphologie de notre domaine sous-marin est loin d'être monotone... Nous avons montré au contraire, dans les deux premières partie, à quel point elle est différenciée. Sans reprendre en détail les descriptions déjà faites, nous voulons seulement rappeler ici les principales oppositions entre les formes, qui se ramènent à quelques types simples :

Un premier groupe de formes que nous avons longuement décrites (chapitre X) et qui traduisent l'importance des courants de marée en certains points privilégiés, ce sont les *dunes hydrauliques* et les champs de rides géantes qui existent souvent dans leur voi-

sinage. Mis à part ces reliefs postiches, les formes dans la roche en place traduisent l'influence de l'érosion continentale au cours des périodes d'émersion. Ces formes continentales se rattachent elles-mêmes à deux types : des glacis, entaillés de vallées.

Les éléments de *glacis* ont été énumérés au chapitre V. Le plus beau, le plus étendu, se trouve situé en Iroise méridionale, au Sud-Ouest de la Presqu'île de Crozon. Il est largement découvert de sédiments et nous avons pu en donner une cartographie précise (fig. 41). Plutôt qu'un glacis unique, il y a là une série de marches d'escalier que nous avons interprétées comme des plates-formes d'abrasion marine étagées, en relation avec des stationnements du niveau marin (revoir la figure 13). Un autre glacis du même genre existe à l'extérieur de l'Iroise, au Sud de Sein, également découvert de sédiment dans sa plus grande partie.

C'est aussi dans cet étage intermédiaire, entre —30 et —90 mètres, que le réseau de *vallées sous-marines* est le plus facile à reconstituer. Plus haut en effet, par exemple en Baie de Douarnenez et dans le vestibule du Goulet, les vallées sont masquées par la sédimentation ; plus bas elles se raccordent à un niveau de base général et disparaissent. Les plus belles vallées sont incrustées dans le Plateau de Molène. Celles qui entaillent le glacis de l'Iroise du Sud sont plus modestes, peut-être parce qu'elles ont fonctionné moins longtemps, coupées de leurs sources, on l'a vu, par une série de captures au profit de l'Elorn (revoir la figure 10).

Un problème qui reste non résolu, c'est celui de l'absence de sédiments sur ce grand glacis rocheux de l'Iroise du Sud. L'absence de sédiments terrigènes, hormis quelques cailloutis épars, débris de gélifraction produits sur place, peut être mise sur le compte du fait que nous venons d'énoncer : la mer a envahi une morphologie de vallées sèches, a dispersé facilement le peu d'alluvions fines qu'elles contenaient, et aucune rivière actuelle, sur la côte de la Presqu'île de Crozon, pas plus le ruisseau de Kerloc'h que celui de Lostmarc'h, n'est capable de fournir des matériaux nouveaux. Mais c'est aussi le cas en Baie de Douarnenez, et nous avons vu que, dans cette baie, la mer a amené, du large, toutes sortes de sables terrigènes, avec un cortège de minéraux lourds très fourni, sans compter les sables organogènes qui tendent à recouvrir, à chaque tempête, à partir de l'Ouest, les précédents. Bien sûr la Baie de Douarnenez est abritée, et constitue en quelque sorte un dépotoir de tout ce qui arrive du large par l'Ouest. Mais on devrait trouver aussi des sables sur le glacis, au moins en transit ; car les courants

de marée n'y sont pas particulièrement forts, bien au contraire (revoir la fig. 28). Pourtant nous n'avons jamais dragué ici que de la faune, et de rares cailloutis, Finalement tout se passe comme si ce glacis rocheux de l'Iroise du Sud était une zone de divergence, de départ de sédiments zoogènes vers les régions périphériques.

Cela explique l'abondance des sables et graviers organogènes tout autour ; nous avons déjà signalé les deux nappes qui pénètrent en Baie de Douarnenez, l'une en contournant le Cap de la Chèvre, l'autre en longeant le Cap Sizun. Une autre nappe très riche en débris organogènes de toutes sortes existe à l'Ouest de Tévennec, entre notre glacis et la Chaussée de Sein. A titre d'exemple nous donnons dans le tableau N° 10 les résultats d'un tri, à l'œil nu et à la loupe binoculaire, que nous avons effectué sur un échantillon au pied de la Chaussée.

Tableau N° 10

Composition de la partie organogène du dragage IR 396
(pourcentages pondéraux)

Maërl	22,4 %	Fraction la plus abondante ; doit provenir d'un petit champ de Maërl perché sur la Chaussée.
Moules	19	
Glycymeris	11,4	Nombreuses petites coquilles entières.
Venus	10,4	Idem. Surtout casina.
Anomyes	9,6	
Chlamys	1,1	
Gastéropodes divers .	16,2	Surtout Littorines.
Débris d'Oursins	1,4	
Non identifiés	8,5	
	100	

Ce faciès de sables grossiers organogènes à débris très variés se retrouve généralement autour de tous les affleurement rocheux de quelque étendue, et plus souvent encore à proximité des nappes de cailloutis où la vie pullule.

Cependant la partie nord de l'Iroise est entièrement occupée par une nappe de sable beaucoup plus fin et beaucoup moins calcaire, et dont l'origine pose un problème. Cette dernière région est la plus monotone de toute l'Iroise. Elle apparaît bien sur toutes nos cartes hors-texte : sur la carte bathymétrique (pl. 1), les isobathes sont d'une grande régularité et vers les profondeurs de 55 à 70 mètres, elles dessinent des arcs concentriques à convexité tournée vers le large, esquissant un cône très aplati qui fait songer, inévi-

Carte levée et dressée par M. Hinschberger et de R.B. Pauvret d'après les sondages du KORNOG" de 1961 à 1967

CARTE BATHYMÉTRIQUE

(SUD IROISE)

EQUIDISTANCE DES ISOBATHES: 2 m

tablement, à une forme d'accumulation deltaïque. Sur la carte sédimentologique (pl. 3), il y a là une nappe de sable fin remarquablement homogène et continue depuis le Banc du Minou jusqu'au milieu de l'Iroise ; ce n'est qu'au Sud d'Ouessant que ce sable fin S^5 fait place à du sable un peu plus grossier S^4 mêlé de graviers coquilliers S^3. Au centre de cette longue nappe triangulaire, la finesse du matériel s'accentue et, entre —40 et —70 m, le sable contient même une faible proportion de vase (peu de chose à vrai dire, à peine 5 %, juste assez cependant pour pouvoir figurer dans notre classification avec l'indice P^1). Le seul paramètre qui varie, très régulièrement, depuis le Minou jusqu'au bout de cette longue langue sableuse, c'est l'indice calcimétrique ; cela apparaît bien sur la carte h.t. en couleurs où l'on franchit successivement les classes Ca^2, Ca^3 et Ca^4 de l'Est à l'Ouest, ce qui traduit un enrichissement progressif en calcaire depuis la côte vers le large. C'est le même phénomène déjà rencontré en Baie de Douarnenez : la contamination progressive, à partir des sables coquilliers du large, des sables terrigènes qui bordent le littoral.

La ressemblance avec la Baie de Douarnenez ne s'arrête pas là ; les sables minéraux de la Baie et les sables de l'Iroise du Nord sont très comparables. Nous en avons la preuve dans les résultats d'une analyse de minéraux lourds (Tableau N° 11) de 5 échantillons répartis du Banc du Minou jusqu'au Sud d'Ouessant. On retrouve le cortège des minéraux bretons déjà énumérés dans le Tableau N° 9, présents dans tous les échantillons dans des proportions variées, sans qu'il apparaisse aucun gradient caractéristique entre la côte et le large ; tout au plus constate-t-on que la plus grande concentration des amphiboles se trouve dans les échantillons N° 795 et 867, qui correspondent aussi aux sables les plus fins, les plus vaseux, au Sud des Pierres Noires.

L'étude de la nature des argiles de la fraction pélitique en cet endroit précis, c'est-à-dire au centre de la tache vaseuse, a donné des résultats plus intéressants (1). On y décèle en effet de la pyrophyllite. Or nous avons déjà signalé la présence de pyrophyllite dans deux échantillons de vase dragués dans les lits de l'Aulne et de l'Elorn *(Hinschberger* et *Saint-Requier,* 1970), alors qu'il n'en existe pas dans les vases de la Baie de Douarnenez, ni en Baie d'Audierne. D'autre part *Melou* et *Plusquellec* (1967) ont récemment établi que la pyrophyllite est présente dans les schistes

(1) Analyses diffractométriques faites au Laboratoire de Géomorphologie du C.N.R.S. de Caen, par Madame Le Customer, que nous remercions vivement.

Tableau N° 11. Analyse minéralogique de 5 échantillons de sables fins de l'Iroise du Nord

	Fraction b (0,5 à 0,16 mm)					Fraction c (0,16 à 0,05 mm)				
Echantillons n°	198	795	867	889	1162	198	795	867	889	1162
Andalousite	3,1	0,7	—	(5)	6,6	—	—	—	1,9	4
Staurotide	4,2	1,1	—	(3)	4,7	8,5	1,6	1	4,7	4
Disthène	—	—	—	—	0,9	—	—	0,5	—	—
Grenat	23,7	4,5	(1)	(7)	30,2	29,7	31,8	15,1	21,7	28,2
Sphène	—	—	—	—	—	—	—	0,5	1,9	—
Tourmaline	14,2	6,3	(1)	(6)	23,6	7,9	7,1	12,5	11,3	21,8
Zircon	—	—	—	—	—	2,4	1,1	1	7,5	9,7
Monazite	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8
Rutile	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,8
Cassitérite	—	—	—	—	—	0,6	0,5	0,5	—	—
Anatase	0,5	—	—	—	—	0,6	—	—	—	—
Epidotes	11	0,4	—	(4)	—	2,4	—	1	11,3	7,2
Amphiboles	44,6	76,1	(2)	(13)	21,7	34,4	37,2	58,4	33,1	18,5
Pyroxènes	8,3	10,6	(3)	(4)	12,2	13,2	13,7	9,4	7,6	4,8
Total des minéraux comptés	190	269	(7)	(42)	106	165	182	192	106	124

Note : toutes les valeurs indiquées sont des pourcentages, sauf pour les échantillons 867 et 889 (fraction b) pour lesquels, vu le petit nombre des minéraux comptés, on indique entre parenthèses, les valeurs absolues.

gédinniens du Finistère, tandis qu'elle est absente dans le matériel briovérien. Ils en font même un critère de détermination du gédinnien. Il n'est donc pas étonnant que nous ayons trouvé de la pyrophyllite dans les alluvions de l'Aulne et de l'Elorn, puisqu'il existe des affleurements de schistes gédinniens dans leurs bassins. Au contraire les courts ruisseaux actuellement tributaires de la Baie de Douarnenez ne drainent que des schistes briovériens et cela explique qu'on ne trouve pas trace de pyrophyllite dans la baie. Dans ces conditions, la *présence de pyrophyllite dans les sables vaseux du Nord de l'Iroise* nous autorise à penser qu'il y a là *d'anciens dépôts en provenance de l'Elorn,* ce qui est de nature à confirmer l'hypothèse qu'il s'agit bien d'un *delta* que, vu sa profondeur, nous rapportons au niveau marin de —55 mètres.

Ceci suppose un remblaiement d'une épaisseur importante, et non seulement un voile de sédiments comme c'est le cas général dans l'Iroise. Pour connaître cette épaisseur, et pour pouvoir reconstituer le tracé exact de l'Elorn sous cette nappe sableuse et faire le raccordement avec le Goulet, il faudrait procéder à des sondages sismiques. Nous avons déjà entrevu cette nécessité au chapitre IV. De tels sondages ont récemment été pratiqués dans la Rade de Brest (*Babin, Didier, Moign* et *Plusquellec,* 1969) mais à l'extérieur du Goulet rien n'a été fait, ou du moins divulgué, jusqu'à ce jour. Sauf une bande d'essai, effectuée au Boomer Edgerton en juin 1965 et dont nous donnons ici un extrait (Profil 17, et calque 17 bis) (2). Telle qu'elle est placée (voir la localisation sur la planche h.t. N° 1) cette coupe ne permet malheureusement pas de situer le talweg de l'Elorn, car elle est faite au pied des Pierres Noires, sur le versant nord de la vallée fossilisée. Et cependant elle est très intéressante : elle permet d'apprécier l'épaisseur du sédiment : une dizaine de mètres par endroit ; et surtout, sous le sable vaseux qui donne un premier écho très régulier, on parvient très bien à identifier le fond rocheux avec toutes ses inégalités. On met ainsi en évidence, *au niveau de —55 mètres, une belle plate-forme d'abrasion,* limitée vers l'amont par une petite falaise, le tout enseveli sous le sable... Il y a donc là un élément de plus à ajouter au catalogue des replats rocheux dans l'Iroise, et si nous ne l'avons pas cartographiée sur notre figure 13, c'est parce qu'elle ne représente que les éléments de plates-formes directement visibles sur la carte bathymétrique et non ceux qu'on pourrait découvrir,

(2) Nous remercions *M. Juhel,* géophysicien de la Cie des Compteurs, qui a bien voulu nous communiquer une copie de cette bande.

fossilisés, par une campagne systématique de sondages au Boomer.

Ainsi, chemin faisant, cette revue « régionale » que nous venons d'esquisser nous a permis d'aborder de nouveaux problèmes, et d'en élucider quelques-uns. Nous reprendrons de façon plus ordonnée tous ces problèmes dans notre conclusion. Auparavant il nous reste à présenter les grandes étendues planes, monotones, qui succèdent en Iroise à la « zone intermédiaire » si contrastée que nous venons de décrire. Comme ces étendues se poursuivent vers le large, pratiquement sans interruption jusqu'à la limite du plateau continental, il nous paraît préférable de les présenter, dans un dernier chapitre, en même temps que les résultats de quelques recherches que nous avons pu faire, directement ou indirectement, sur toute l'étendue de la plate-forme

CHAPITRE XIII.

LA PLATE-FORME CONTINENTALE AU LARGE DE L'IROISE (Sud de la Mer Celtique)

Les fonds très plats, d'une désespérante monotonie, qui apparaissent en Iroise vers la profondeur d'une centaine de mètres, se poursuivent-ils vers l'Ouest sur toute l'étendue de la plate-forme ? Et le tapis de sables organogènes qui s'amorce dans notre domaine est-il aussi continu, aussi généralisé, jusqu'au rebord du talus continental ? C'est à ces questions que ce chapitre s'efforce de répondre. Cette ultime partie de notre étude a été menée en collaboration avec *Michèle Le Guézennec,* dans le cadre d'une maîtrise préparée à Caen en 1969-1970. Nous la remercions ici chaleureusement.

I — SOURCES

L'aire étudiée correspond à la partie méridionale de la Mer Celtique (1). Nous avons limité nos investigations vers le Nord au parallèle 48°35'N (fosse d'Ouessant), vers l'Ouest au méridien 7° 25' W (Banc Shamrock) et vers le Sud à l'isobathe —200 mètres, qui correspond à peu près à la rupture de pente au sommet

(1) Pour les généralités concernant la Mer Celtique, on se reportera à l'ouvrage de *Guicher* et *Beaujeu-Garnier* (1958), pp. 11, 23-24, 36-37, 39, 47-48, 107, 144-145, 152-153, ainsi qu'au récent article de *J.P. Pinot* dans l'Encycl. Universalis.

du talus continental. Même ainsi bornée, la superficie ne mesure par moins de 15.000 km². Nous n'avons disposé qu'une seule fois d'un navire suffisamment équipé pour une incursion dans ce vaste domaine : une mission à bord de la *Pélagia,* en octobre 1967, nous a conduit des confins de l'Iroise jusqu'aux Bancs Parsons et Kaiser-i-hind, nous fournissant 35 échantillons de sédiments et des sondages sur une distance de 150 milles. Sur les parties de la plate-forme que nous n'avons pu explorer directement, nous ne sommes pas totalement dépourvu d'informations. D'une part *G. Boillot* nous a obligeamment confié une vingtaine d'échantillons dragués sur le *Pluteus* en 1964, et une trentaine d'autres, recueillis par-dessus la roche en place au cours d'une campagne de carottages géologiques sur le *Job-ha-Zélian* en 1968. D'autre part nous disposions des résultats publiés à la suite de recherches plus anciennes, notamment celles de *Berthois* (1946 a), *Berthois* et *Furnestin* (1937 et 1938), *Bourcart* (1947, b, c, d, e, 1955), *Bourcart* et *Marie* (1951), *Furnestin* (1937, 1939-43), sans oublier *Boillot* lui-même qui, dans sa thèse (1964, pp. 168-172), analyse les échantillons de sa première campagne en Mer Celtique en 1963.

Au total nous avons pu ainsi examiner directement 80 échantillons déposés à notre laboratoire, et retrouver dans la bibliographie des analyses précises d'une cinquantaine d'autres. C'est bien peu de chose eu égard à l'immensité de la surface à couvrir, et il a fallu, pour combler les vides, faire largement appel aux indications, malheureusement trop vagues, de la carte du S.H.M. N° 4735. C'est pourquoi la carte de la répartition des sédiments (planche h.t. N° 4 de notre ouvrage-annexe), établie suivant les mêmes principes que celle de l'Iroise, est beaucoup plus largement hypothétique. C'est un schéma provisoire, où la généralisation a été nécessairement poussée à l'extrême, et que remplaceront avantageusement, incessamment, d'autres travaux actuellement en chantier (1). C'est pourquoi nous n'avons pas l'intention de l'analyser en détail ; nous nous bornerons à en dégager les principaux caractères, et si possible, à les expliquer, en nous référant aux très nombreuses études déjà publiées, tant françaises que britanniques.

(1) Il s'agit, d'une part des travaux que nous poursuivons nous-même en vue d'étendre vers le large la couverture de la carte sédimentologique au 1/100.000 (feuille de Brest-Ouest), d'autre part d'une campagne systématique de dragages entreprise conjointement par la Marine Nationale et le Bureau de Recherches Géologiques et Minières, qui doit recouvrir toute la plate-forme d'un réseau assez dense (un dragage tous les cinq milles).

II — DESCRIPTION GENERALE

A. *STRUCTURE.* Toute schématique qu'elle est, notre carte n'en témoigne pas moins d'un fait fondamental : *l'ensablement généralisé de toute la plate-forme.* Nous n'avons trouvé nulle part d'affleurements rocheux à nu. Cependant la couche de sable n'est pas partout très épaisse ; en maint endroit un carottier à roches de 1 mètre de longueur la traverse aisément, et *G. Boillot* a pu récolter ainsi, par-dessous le sédiment, plusieurs dizaines d'échantillons géologiques dont les analyses viennent d'être publiées (*Andreieff, Boillot, Buge* et *Gennesseau,* 1969). Ces renseignements s'ajoutent aux données géologiques déjà recueillies par des chercheurs d'Outre-Manche, notamment *Bullard* et *Gaskell* (1941), *Day* (1958, 1959), *Day, Hill, Laughton* et *Swallow* (1956), *Curry, Martini, Smith* et *Whittard* (1962) : on se trouve, en Mer Celtique méridionale, à l'extrémité du grand synclinal de la Manche, ouvert au cours de l'ère secondaire et progressivement comblé, d'abord dès le Jurassique, alors que la subsidence continuait encore, puis, très rapidement, au Crétacé et à l'Eocène ; ces deux séries ont ensemble une puissance de 1000 mètres au centre de la Manche, entre le Cotentin et le Devon, mais elle s'accroît de part et d'autre, aussi bien du côté du fossé tectonique de Wight que vers la Mer Celtique, où le socle est enfoui sous 3000 mètres de sédiments secondaires et tertiaires. Le plateau continental, en Mer Celtique, serait donc formé par un empilement progressif, sur un socle en voie de subsidence, de couches sédimentaires s'épaississant vers le large. Ce *type de plateau continental construit* se retrouve de l'autre côté de l'Atlantique, le long de la côte orientale des Etats-Unis.

B — *LA COUVERTURE DE SEDIMENTS MEUBLES,* par-dessus les couches seconduires et tertiaires consolidées, se présente sous deux aspects que la carte bathymétrique (fig. 42) fait bien ressortir :

a) *A l'Est du 6 ème degré* de longitude, entre les isobathes —100 et —140 mètres, le fond est d'une régularité presque parfaite, accidenté seulement de petites rides comme celles qui sont reproduites ci-après (Pr. 18) : dans ce cas particulier, il s'agit d'un prolongement du champ de rides des Pierres Noires (chapitre X), et ces rides dissymétriques, à pente forte vers le Sud, sont attribuables au courant de jusant. Grâce au sondeur latéral dont est muni le Discovery II (dispositif « echo-ranging »), *Stride* (1960 b) a pu repérer, à travers toute la Manche, de longues traînées de sable (ribbons of

sand) qui viennent aboutir jusqu'en Mer Celtique. Ces traînées, qui sont relayées par endroits, par des trains de ridins, sont également mises sur le compte du courant de jusant.

b) *Plus au large,* en s'approchant du rebord de la plate-forme, on rencontre des formes plus originales. *Le sable s'accumule en bancs* allongés dans la direction NNE-SSO, comme ceux du Castor, de la Chapelle, ou comme le banc Parsons, sur lequel nous avons enregistré trois profils (Pr. 19, 20 et 21) et le Kaiser-i-Hind, que nous avons recoupé longitudinalement (Pr. 22). Les dimensions de certains bancs sont considérables : le Parsons a 8 km de large sur une vingtaine de km de long. Le Castor a des mesures comparables, et le Kaiser-i-Hind, moins élevé, est tout aussi large et long. Un caractère qu'il faut souligner, commun à tous ces bancs, c'est leur *faible hauteur* relative. Ainsi le Parsons culmine à —100 m sur des fonds de 140 à 150 m, soit une hauteur de 40 à 50 m ; c'est bien peu en comparaison des 20 x 8 km de la base. Il s'ensuit que les pentes sont très faibles : ces énormes bancs sont beaucoup plus surbaissés que les hauts-fonds sableux de l'Iroise. Autre différence : ils ne sont pas en général, dissymétriques.

c. *Le matériel,* sableux et par place graveleux, qui recouvre tout le fond de la Mer Celtique, est varié. Les éléments grossiers sont rares. La présence de cailloutis, à toutes les profondeurs, a cependant été signalée par *Boillot* et d'autres, mais l'essentiel des éléments grossiers est constitué par des coquilles. Il n'y a pas de différence essentielle entre le sable des bancs et celui des dépressions intermédiaires ; c'est pourquoi, sur la carte sédimentologique, les bancs se détachent beaucoup moins nettement que ceux de l'Iroise, qui étaient tous formés de S^4 bien trié. Au contraire, aucun des grands bancs de la Mer Celtique n'est formé d'un bout à l'autre du même matériel ; on y trouve toutes les catégories de mélanges sable-gravier, de S^1 à S^5. Les éléments les plus grossiers se rencontrent tantôt dans les dépressions (ainsi au Nord du banc du Castor), tantôt sur le sommet des bancs (ainsi sur le Kaiser-i-Hind). Sur la carte les placages de gravier (S^1) apparaissent un peu partout, mais surtout aux abords immédiats du talus continental ; c'est une chose qu'il faudra tenter d'expliquer.

Un caractère commun à tous ces sédiments c'est leur taux de calcaire très élevé ; nous avions vu ce taux s'accroître rapidement en Iroise, de la côte vers le large, où tous les sédiments rejoignaient finalement la catégorie C^4 (70 à 100 %). Dans toute la Mer Cel-

tique, la calcimétrie se tient aussi dans cette catégorie ; sur 80 échantillons, trois seulement ont moins de 70 % de carbonate de Calcium. Ce sont donc, essentiellement, des *sédiments organogènes.* Ils sont faits surtout d'une mouture de coquilles de Lamellibranches, avec des fragments plus grossiers, qui forment l'essentiel de la fraction « graviers », et assez souvent aussi, des coquilles entières à l'aspect très frais, de même que des individus vivants. On retrouve aussi des débris de Bryozoaires mais leur proportion décroît régulièrement depuis Ouessant jusqu'à La Chapelle, ce qui s'explique facilement si l'on considère qu'il s'agit d'une faune fixée sur les fonds durs, qui ne peut vivre sur les fonds ensablés, tandis que les Lamellibranches, dans le sable, sont dans le milieu qui leur convient.

L'aspect des sables organogènes de la Mer Celtique n'est pas partout le même. Sur la moitié nord de notre carte, le sédiment est de couleur claire, les grains de quartz, assez rares, sont incolores et à peu près « non usés ». Sur la moitié sud, soit au Sud du 48ème parallèle, on drague fréquemment des « sables roux ». Ces sables sont plus fins, plus homogènes, les coquilles entières y deviennent très rares, et les quartz apparaissent picotés, éolisés, et comme ferruginisés à leur surface ; cependant la couleur rousse, ou plutôt jaunâtre, de l'ensemble ne vient pas des quartz, qui sont toujours très minoritaires, mais de la fine mouture de coquilles qui constitue la partie essentielle. Nous avons noté aussi, après bien d'autres, la présence de glauconie et de tubes de *Ditrupa arietina,* un Annélide vasicole qu'on ne trouve ici qu'à l'état fossile, mais qui semble témoigner d'une ancienne extension de la « grande vasière » jusqu'en Mer Celtique. C'est l'opinion de *Bourcart* (1947 c, 1955), de *Rivière* (1951) qui explique ainsi la formation de la glauconie, et *Boillot* semble également s'y rallier (1964, p. 171). Sous la vase, dans laquelle pouvaient vivre alors les *Ditrupa,* le sédiment aurait d'abord noirci, pour jaunir ensuite après lessivage, par les courants, de la vase environnante. A l'appui de cette thèse d'une plus grande extension de la vase, autrefois, nous pouvons signaler que nous avons trouvé aussi, au large de l'Iroise, de grandes coquilles de *Glycymeris* noircies, et remplies de vase, au milieu de sables coquilliers grossiers bien lavés. Actuellement pourtant, la vase est absente dans toute la Mer Celtique méridionale : la « grande vasière » ne semble pas dépasser, vers l'Ouest, le méridien d'Ar Men, et vers le Nord, la limite a été nettement située, au large de la Baie d'Audierne (*Saint-Requier,* carte sédimentologique de Pont-Croix).

III — ORIGINE DES BANCS DE LA MER CELTIQUE

Comment ces grandes masses sableuses ont-elles été mises en place ? Sont-elles actuelles ou fossiles ? Nous touchons là un des points les plus controversés.

Berthois, qui s'est penché de longue date sur ce problème, est partisan de la seconde hypothèse ; en effet l'étude des quartz (*Berthois* et *Le Calvez,* 1959) fait apparaître des types granulométriques de plage, ou de dune, ou de remaniement d'un sable de dune par un courant lent. Les grains éolisés sont nombreux. Ces sables sont finalement très comparables aux sables actuels des plages et des dunes de Gascogne ; de là à conclure que, lors d'une grande régression, les dunes de Gascogne se sont étendues jusqu'en Mer Celtique, il n'y a qu'un pas... En arrière de ce cordon dunaire, une longue vasière se serait développée, ennoyée, puis fragmentée, lors de la transgression suivante, et réduite à ne subsister aujourd'hui que dans les zones les plus calmes. Cette explication est séduisante mais l'unité n'est pas faite à son sujet. Les récents travaux de *Lapierre* (1966, 1969) paraissent pourtant confirmer l'origine méridionale de la partie siliceuse des sédiments au Nord du Golfe de Gascogne : les minéraux de la Garonne contournent assez loin vers le Nord, par l'Ouest, ceux de la « province minéralogique » de la Loire.

Mais quelle que soit l'origine de la partie minérale des sables de la Mer Celtique, nous avons vu que l'essentiel, aujourd'hui, est constitué de matériel organogène, et c'est la mise en place de ces sables coquilliers, réincorporant des matériaux terrigènes plus anciens, qui nous intéresse. A ce sujet encore, *Berthois* a donné une explication originale, fondée sur des observations précises du Banc de la Chapelle (1959 a). Rappelons-en l'essentiel : à 165 m de profondeur, ce banc, que nous n'avons pas eu l'occasion d'explorer personnellement, est accidenté de grandes rides dissymétriques, avec des pentes plus fortes tournées vers le N.E., c'est-à-dire face au courant de jusant ; celui-ci, sortant de la Manche et s'épanouissant sur toute la plate-forme, n'a plus ici qu'une vitesse faible, d'ailleurs mal connue faute de mesures, mais qui, dans les meilleurs cas, ne doit pas dépasser un nœud en surface, un demi-nœud en profondeur. Il est donc incapable d'avoir modelé ces grandes rides, qui sont d'ailleurs tournées dans le mauvais sens... Pour *Berthois,* les grands bancs de la Mer Celtique auraient été mis en place par des courants plus forts, à une époque où la mer était

moins profonde, comme les bancs de Flandre qui sont actuellement modelés à très faible profondeur, allongés dans le sens des courants de marée, à l'entrée de la Mer du Nord.

Ces théories ont rencontré, surtout de la part des chercheurs britanniques, de vives oppositions. Ainsi *Cartwright* (1959), puis *Carruthers* (1963), *Stride* et *Tucker* (1960) se sont appliqués à démontrer que les bancs de la Mer Celtique sont l'œuvre des courants de marée actuels, occasionnellement renforcés par d'autres courants, tels que les « vagues internes » ou le « cascading » qui se produit, à certaines saisons, lors des renversements de la stratification thermique. Sans entrer dans le détail de ces démonstrations, disons qu'elles nous paraissent de valeur discutable. Appuyées beaucoup trop sur des considérations mathématiques et pas assez sur des mesures précises (1) de courants sur le fond, elles nous paraissent tout aussi hypothétiques que l'hypothèse qu'elles combattent... Elles s'ingénient à montrer, non pas que les courants sur le fond sont tellement plus forts qu'on ne le croyait, mais plutôt que des courants même faibles peuvent entraîner, à la longue, de grands déplacements de sédiment. Cela, *Berthois* l'avait déjà remarqué (1959 a) : utilisant lui-même un abaque de Hjulström il constate que des vitesses de l'ordre de 2 cm/s (soit un vingt-cinquième de nœud) sont suffisantes pour entretenir le mouvement de grains de 0,3 à 0,4 mm de diamètre (mais ces sables une fois déposés, il faut un courant 10 fois plus fort, soit 25 cm/s, pour les remettre en mouvement). Cependant la mise en marche d'une grande masse de matériaux par des courants occasionnels comme le « cascading » nous paraît hautement improbable : la cascade observée en février 1927 (*Cooper* et *Vaux,* 1949) s'est écoulée vers l'Ouest à une vitesse de 0,6 mille par jour. Cela représente un quarantième de nœud (moins de 50 mètres à l'heure), ce qui, même s'ajoutant à un courant de jusant d'un demi-nœud, ne doit pas causer de grands bouleversements sur les fonds... Pourtant il est possible que, localement, la topographie du fond entraîne une concentration des courants (marée ou cascading) et donc une augmentation de leur vitesse ; cela a été observé dans un canyon un peu à l'Ouest de notre domaine, sur le talus continental. Ce problème des courants canalisés dans les canyons, et des glissements de boue qu'ils peuvent déclencher, dépasse le cadre de notre étude

(1) *Carruthers* seul a fait des mesures de courant sur le fond. Les vitesses mesurées sont beaucoup plus faibles qu'en Manche, mais cependant non négligeables.

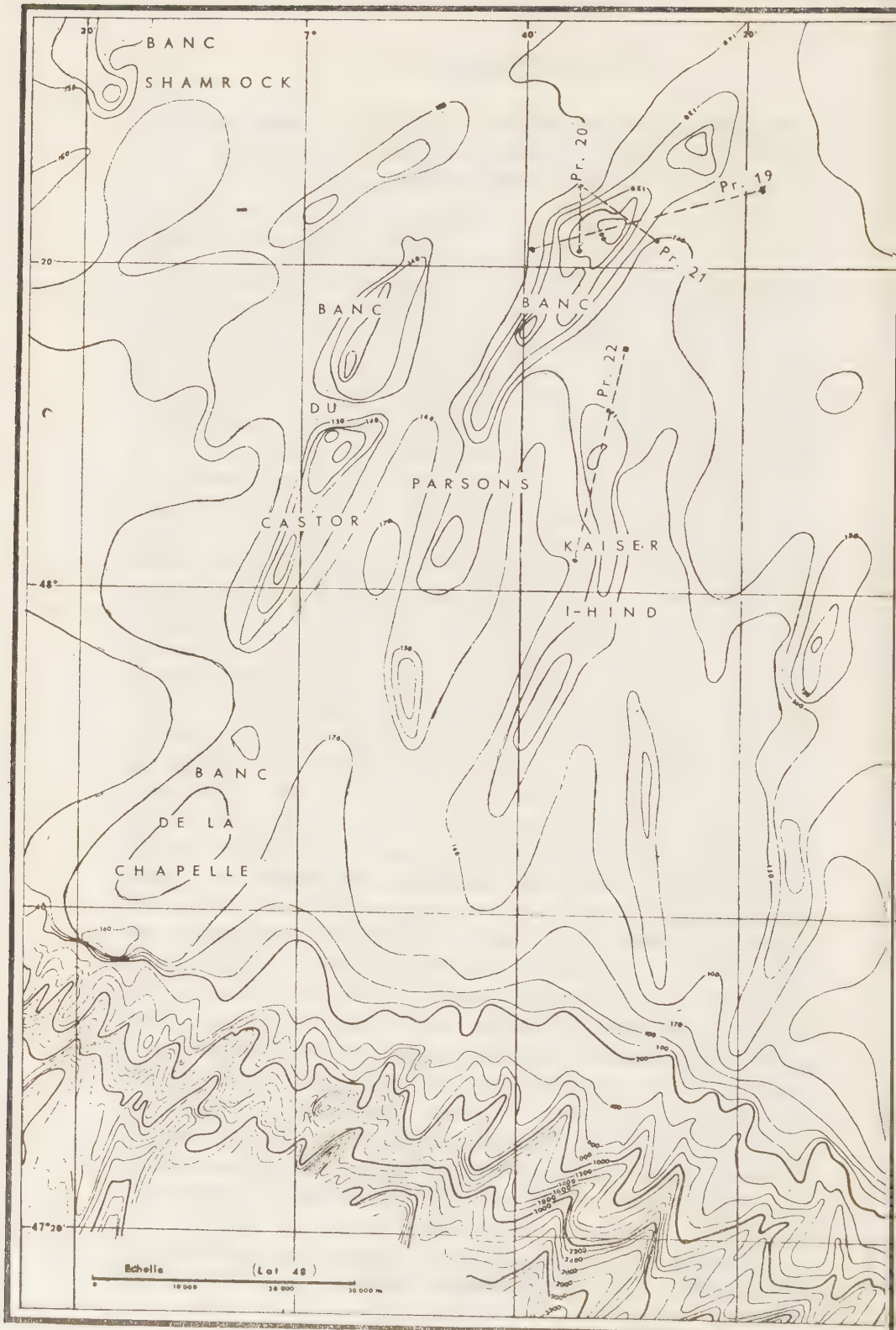
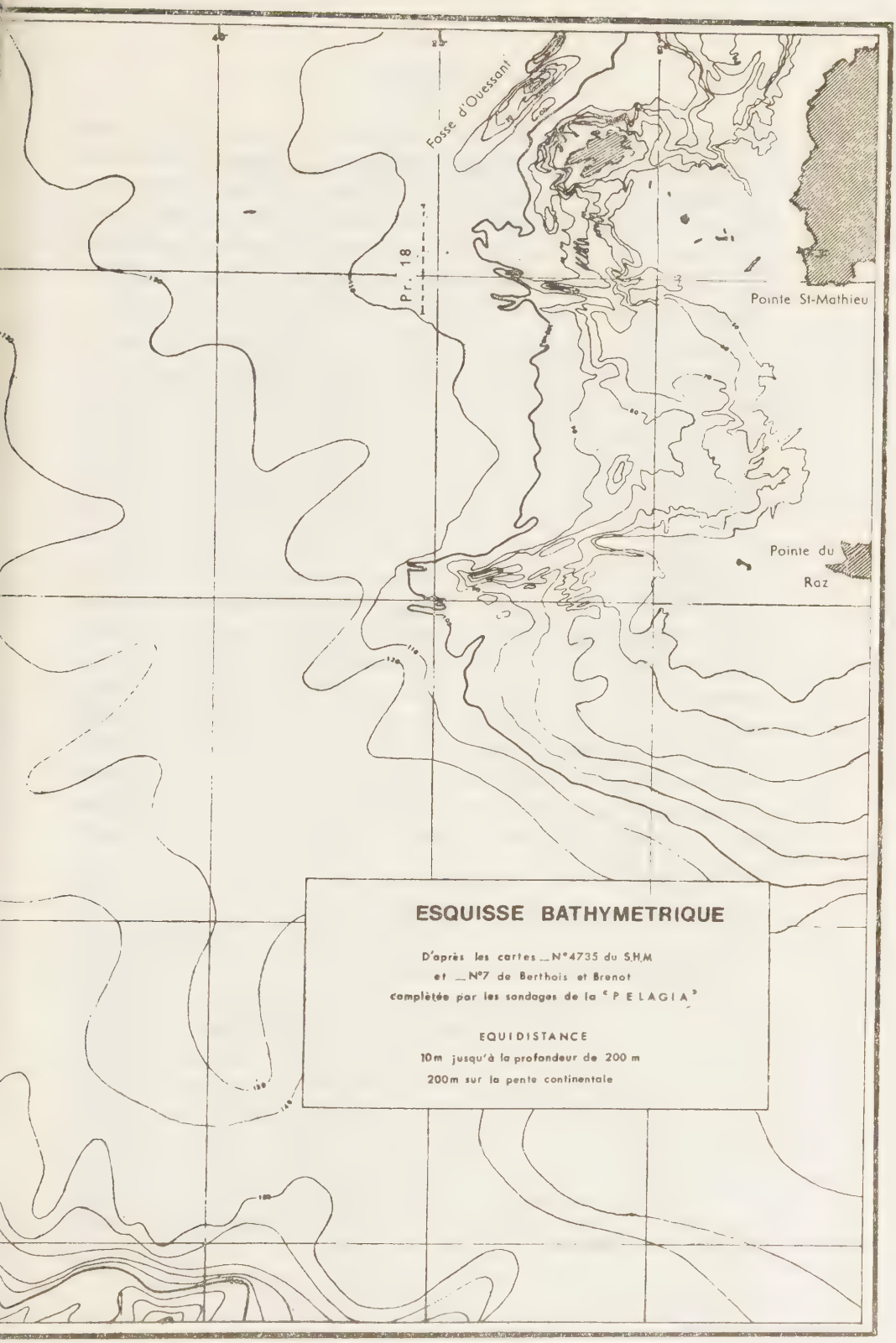


Figure 42. Bathymétrie du plateau continental



e du Finistère (partie sud de la Mer Celtique)

Mais même en nous limitant à la surface de la plate-forme, nous pressentons qu'une accélération des courants, ou tout au moins une turbulence, doit se produire à son extrémité, au bord du talus, entraînant le vannage des éléments les plus fins, qui glissent sur la pente vers les grands fonds : cela expliquerait le matériel plus grossier (S^1) qu'on localise par place au bord de la plate-forme, au Sud des bancs de La Chapelle et de Kaiser-i-Hind par exemple.

Mises à part ces exceptions très localisées, il apparaît finalement qu'en Mer Celtique les courants de marée sont faibles, bien moins rapides que dans la Manche, au débouché de laquelle le jusant se ralentit progressivement. D'où la couverture de sédiments recouvrant tout le fond de la Mer Celtique, qui joue ainsi le rôle de dépotoir de la Manche. Il faut bien souligner que, si faible que soit le jusant, il l'est encore moins que le flot, sinon ce dernier tendrait à remporter dans la Manche, les sédiments qui en proviennent. *Stride,* à qui l'on doit une des synthèses les plus claires sur les courants et les mouvements de sédiments en Manche et en Mer Celtique (1963 b), fait bien remarquer (p. 177) qu'il suffit d'une petite différence entre le jusant et le flot au même endroit pour déterminer une direction de transport résultante. Cela, nous l'avions déjà constaté en Iroise. En Mer Celtique, nous n'avons rien d'autre que la répétition, à plus grande échelle, de ce que nous avons vu au débouché sud du Fromveur : la Manche est un Fromveur agrandi, et les bancs de la Mer Celtique sont, toutes proportions gardées, l'équivalent du Haut-Fond d'Ouessant et du champ de rides annexe.

Quant à savoir si les grands bancs de la Mer Celtique sont actuels ou fossiles, nous ne voyons pas d'argument, répétons-le, qui ruine définitivement les idées de *Berthois.* Que le jusant *actuel* soit capable de modeler des petites rides, et donc de transporter du sable, c'est probable. Mais le rythme de ce déplacement doit être extrêmement lent, surtout vers le Sud, sinon comment expliquer que les « sables roux » aient subsisté là, avec leurs tubes de *Ditrupa* incontestablement fossiles ? Ajoutons que les remarques faites plus haut sur la forme des bancs, très surbaissée, sur leur matériel hétérogène, évoquent assez bien l'idée de vieux bancs qui ne sont plus fonctionnels, d'anciennes dunes hydrauliques mortes. C'est pourquoi *nous pensons que ces bancs peuvent être, au moins en partie, fossiles.* Après tout, les courants n'ont pas attendu, pour se mettre en mouvement, que la mer soit parvenue à son niveau actuel. Il n'y a guère que 4 à 6000 ans qu'elle l'a atteint (fig. 43)

et auparavant, c'est une évidence qu'elle a été moins profonde et que des courants de jusant puissants ont dû commencer à accumuler, au débouché d'une Manche un peu plus étroite qu'aujourd'hui, ces grands tas de matériaux allongés. Tous s'alignent d'ailleurs admirablement dans l'axe de la Manche, et plus loin, sur la Grande Sole, dans l'axe du Canal Saint-Georges. La forme générale des bancs aurait donc commencé à s'esquisser lors d'un bas niveau, sous l'influence du jusant sortant de la Manche et du Canal Saint-George, sur le modèle actuel des bancs de Flandre. Aujourd'hui, le matériel continuerait à se déplacer très lentement, peut-être à s'évacuer en partie vers les grands fonds en glissant sur le talus continental, mais les formes générales ne seraient pas modifiées, parce *qu'il ne doit exister,* à l'heure actuelle, à ces profondeurs, *aucune force capable de bouleverser la topographie d'ensemble* de ces grandes masses sableuses.

Sur ce point nous ne partageons pas l'avis de *J.-P. Pinot* qui, dans un article récent (1969), émet l'idée que les grands bancs de la Mer Celtique seraient modelés par les puissantes houles du large : les bancs de notre domaine (Parsons, Castor, etc...) orientés à peu près N.S., seraient imputables aux houles d'Ouest, tandis que les bancs de la Grande Sole, d'orientation plus oblique (SO-NE) seraient dus aux houles de NO, plus actives que celles de l'Ouest dans ce secteur. Même si les houles de grande longueur d'onde peuvent avoir une certaine action sur la plate-forme, nous ne voyons pas par quel mécanisme ces bancs, qui sont énormes, très espacés et apparemment immobiles, peuvent être le résultat de l'action de la houle. Leur immobilité suggèrerait un système d'ondes stationnaires, le sable s'accumulant dans ce cas sous les nœuds et les dépressions se situant sous les ventres de l'oscillation... Or la houle est une onde progressive. Et il s'agissait de « ripple-marks » géants, modèles démesurément agrandis de ceux qui se forment sur les plages lorsque la mer est agitée d'un léger clapot, on ne retrouve ici aucune commune mesure ni entre les hauteurs, ni entre les longueurs d'onde de ces énormes rides sous-marines et des houles qui sont censées les avoir formées.

C'est d'ailleurs ce problème de la houle, et plus généralement de toutes les forces en action au fond de la mer que nous allons reprendre, avec quelques autres, dans notre conclusion.

CONCLUSION

Au terme de cette étude de morphologie et de sédimentologie sous-marines, il nous paraît utile de revenir, à la lumière de toutes les observations qui précèdent, sur certains problèmes, et d'élucider, autant que possible, certains points qui sont quelque peu restés dans l'ombre. Le grand problème qui nous occupera d'abord, c'est celui des forces qui agissent sur le fond de la mer, et de leurs effets respectifs. Les points à élucider se rapportent essentiellement à une question délicate que, faute de données, nous avons éludée jusqu'ici : la datation de certaines formes sous-marines.

I — LES FORCES EN ACTION AU FOND DE LA MER : LES COURANTS DE MAREE ET LA HOULE (1)

Les mouvements d'eau capables d'agir sur le fond sont de deux types, les courants et les vagues. Les premiers sont continus, les seconds alternatifs. Ce simple énoncé contient en germe toute l'argumentation qui va suivre.

Les courants eux-mêmes appartiennent à plusieurs catégories, les courants généraux, ou planétaires, ont peu d'effet dans notre domaine ; ils sont trop lents. De même certains courants occasionnels, tels que ceux qui résulteraient de mystérieuses « vagues internes », ou de phénomènes mieux connus comme le « capsizing », le « cascading » ou l'« upwelling », très importants par leurs conséquences sur la physique de l'eau de mer et sur la biologie, sont eux aussi très lents et sans grand effet sur le fond. C'est seulement dans les mers sans marées, à sédimentation fine, que de

(1) Pour éviter les développements trop détaillés qui n'auraient pas leur place ici, nous renvoyons aux ouvrages généraux de *Guilcher* (1954 a, 1957 a, 1965) ainsi qu'à une mise au point sur la marée dans la récente thèse de *Verger* (1968).

tels courants, faute de mieux, peuvent avoir un effet morphologique ; ainsi les cascades qui ébranlent parfois les vases sur les pentes des canyons sous-marins devant la côte d'azur. En Iroise les courants de marée sont tellement plus rapides que tous les autres qu'ils méritent seuls d'être pris en considération.

Les *courants de marée* sont bien connus, relativement faciles à mesurer, puisqu'ils se produisent avec une régularité astronomique ; on peut donc les prévoir, et vérifier les calculs « sur le terrain », en choisissant bien entendu de bonnes conditions météorologiques. On dispose ainsi de données très élaborées, que nous avons largement utilisées ici, au besoin en les complétant par nos propres mesures. Ces courants affectent toute l'épaisseur de l'eau, de la surface jusqu'au fond. Ils obéissent à peu près aux mêmes lois d'écoulement que les cours d'eau. Leur puissance de transport sur le fond est donc indéniable, et nous en avons trouvé, tout au long de la deuxième partie, de multiples preuves.

Les mouvements du second type, engendrés à la surface de la mer par le vent, très étudiés aussi sur le plan théorique, sont beaucoup plus difficiles à mesurer sur le terrain, et pour cause... Les « vagues forcées », qui se forment au moment de la tempête, mettent l'observateur, à bord de son bateau, en situation inconfortable. Et même les « vagues libres », autrement dit la « houle » qui se propage ensuite du lieu de la tempête jusqu'aux côtes, ne sont pas encore tellement bien appréhendées par les mathématiques ; les calculs théoriques (houle rotationnelle, ou trochoïdale, ou sinusoïdale...) ne donnent que des approximations d'un mouvement qui est à vrai dire très complexe. Rappelons cependant quelques faits élémentaires :

1°) *Les vagues forcées* s'accompagnent, pour peu que la tempête dure suffisamment longtemps, d'un *déplacement horizontal de l'eau à la surface* de la mer, d'un « *courant de vent* » ; cela est prouvé par des élévations du niveau constatées à la côte, qui peuvent être catastrophiques si elles se produisent en même temps qu'une grande marée (inondations des Pays-Bas, de Hambourg, etc...) Dans ce cas une tranche d'eau superficielle est réellement mise en mouvement ; il se produit un écoulement laminaire de l'eau de surface sur l'eau de fond restant immobile. Le seul effet d'un tel phébnomène, *sur le fond,* sera parfois un *mouvement en sens inverse,* beaucoup plus lent que le premier, et en retard sur lui : la lame d'eau arrivant ainsi à la côte va provoquer un enfoncement des eaux (c'est l'effet de « cascading », encore appelé

« sinking ») et un lent retour, sur le fond ou entre deux eaux, de la côte vers le large. Inversement une tempête soufflant de la côte vers le large pourra provoquer une remontée d'eau profonde, un effet d'« upvelling ». Lors du passage de certaines dépressions très creusées sur la Mer Celtique, comme celle du 6 janvier 1951, *Cooper* (1960 c) a mis en évidence de tels mouvement de sinking et d'upwelling sur les côtes d'Irlande, d'Angleterre et de Bretagne. Nous avons dit plus haut que dans notre domaine ces courants lents ont sur le fond un effet négligeable.

2°) Les vagues libres, ou *la houle,* beaucoup plus répandues, car les tempêtes ne se produisent pas, et c'est heureux, à tout moment et en tout lieu, sont un mouvement oscillatoire de l'eau sur place. *Il n'y a pas de déplacement horizontal,* sinon apparent. La vitesse de ce déplacement apparent est appelée *célérité* (C) de la houle. Une houle est une succession de crêtes et de creux. On appelle *longueur* de la houle (L) la distance entre deux crêtes successives, *hauteur* (H) la dénivellation verticale entre crêtes et creux, et *cambrure* le rapport H/L. La *période* (T) d'une houle est le temps (en secondes) qui s'écoule entre les passages au même point de deux crêtes successives. Par définition, C, L et T sont liés par la relation : $C = L/T$.

Ceci rappelé, quel peut être l'effet de la houle sur le fond de la mer ? A la différence des cournants de marée, la houle n'affecte la mer qu'à sa surface, et tous les calculs s'accordent à fixer à une demi-longueur d'onde la profondeur limite en-dessous de laquelle l'eau reste immobile. Nous touchons là le cœur de la question : seules les houles longues peuvent avoir un effet sur les parties profondes de la plate-forme. Les grandes houles de l'Atlantique ne dépassant que rarement la longueur de 200 mètres, c'est jusqu'à une centaine de mètres de profondeur que l'effet de la houle peut se faire sentir. Cela exclut de son domaine pratiquement la moitié de la surface de la plate-forme, et en particulier la zone des grands bancs de la Mer Celtique méridionale, qui sont entre 165 et 100 mètres. Ces bancs ne peuvent être affectés que par des houles de longueur exceptionnelle.

Cependant on peut se demander si les houles de 200 mètres sont fréquentes en Iroise, et quelle énergie elles déploient. Pour répondre valablement à la première question, nous manquons malheureusement de statistiques, mais nous avons eu l'occasion, à plusieurs reprises, de mesurer de longues houles, et même, dans une occasion fortuite, d'en faire au sondeur un enregistrement ; les

profils 23-24 (p. 100) ont été obtenus de la façon suivante : le bateau étant resté parfaitement immobile à deux reprises, pendant quelques minutes, par suite d'un ennui de machine, et le sondeur continuant à fonctionner, nous avons obtenu deux enregistrements de houle utilisables. Il s'agissait d'une houle modérée (hauteur moyenne = 1 mètre) mais de grande longueur. Si l'on déduit la longueur de la période, à l'aide des tables de *Rouch* (1943-1948, p. 43), on obtient en effet les valeurs suivantes :

Pour T = 10 s, L = 156 m
T = 12 s, L = 225 m
T = 14 s, L = 306 m.

La période mesurée sur nos enregistrements étant de 12 à 15 secondes, la longueur de la houle était comprise, ce jour-là, entre 200 et 300 mètres. Cette houle pouvait donc avoir une action sur le fond, en théorie, jusqu'à 150 mètres, mais quelle action ?

Il ne faudrait pas croire en effet qu'une houle de 200 m de longueur a nécessairement autant d'effet sur un fond de 100 m, qu'une houle de 20 m en a sur un fond de 10 m. Il faut aussi prendre en considération la hauteur, ou mieux le rapport H/L, c'est-à-dire la cambrure. Dans la théorie de la houle trochoïdale, chaque molécule d'eau, au voisinage immédiat de la surface, décrit, en T secondes, une trajectoire circulaire de H mètres de diamètre, soit une distance de π H mètres. Sa vitesse est donc de π H/T mètres par seconde. L'énergie cinétique engendrée par ce mouvement est proportionnelle au carré de la vitesse de cette molécule, c'est-à-dire à $\pi^2 H^2 T^{-2}$. On voit que l'énergie d'une houle croît comme le carré de sa hauteur, mais décroît aussi comme le carré de sa période. Or les houles longues, même si elles sont plus hautes que les houles moyennes ou courtes, ont des périodes nécessairement plus longues aussi ; elles perdent sur la période ce qu'elles gagnent sur la hauteur.

Finalement tout dépend de la cambrure : à célérité égale, pour qu'une houle (L = 200 m) développe la même énergie qu'une houle (L = 60 m et H = 3 m), il faut qu'elle ait la même cambrure, soit 3/60, soit encore 1/20. C'est-à-dire qu'il lui faut 10 mètres de hauteur. Mais même dans ce cas, qui se réalise effectivement en Atlantique après de fortes tempêtes, *les deux houles n'ont jamais que la même force,* et il est évident qu'à partir de la même énergie développée en surface, la houle courte de 60 mètres fera plus d'effet sur des fonds de 30 mètres, que la houle longue

n'en aura sur des fonds de 100. En effet si l'on passe de la notion d'énergie à celle de puissance, on remarquera que la houle courte est trois fois plus puissante que la longue, car sa période étant trois fois moindre, elle fait trois fois plus de travail dans le même temps.

Il nous apparaît donc que, même si, en théorie, une houle excerce une action jusqu'à une profondeur égale à sa demi-longueur d'onde, en fait, les houles les plus fréquentes, et les plus efficaces, sont des houles moyennes et courtes, bien cambrées, qui ne peuvent affecter le fond qu'au voisinage immédiat des côtes, sur quelques dizaines de mètres de profondeur. En Iroise la grande variété des fonds, la fréquence des roches nues ou des cailloutis débarrassés de sable, jusqu'à une trentaine de mètres, nous avait déjà fait pressentir que, sur la bordure prélittorale, les courants de marée n'étaient pas les seuls responsables de ce nettoyage. Sur le glacis devant la Presqu'île de Crozon par exemple, où les courants de marée sont faibles, nous ne voyons pas d'autre explication que la houle pour rendre compte de l'absence de sédimentation. L'orientation de ce glacis face à l'Ouest, et sa disposition en plan incliné, sont bien de nature à freiner les houles de l'Atlantique, et l'on sait que ce freinage, lorsque la profondeur diminue, provoque une diminution de la longueur d'onde, donc une augmentation de la cambrure, et par suite aussi de l'énergie développée.

Mais, sur les effets des longues houles de tempêtes, au large, nous ne sommes pas tout-à-fait dépourvus de renseignements. Des mesures précises ont été faites ces dernières années, en particulier par des chercheurs britanniques. Ainsi miss *Hadley* (1964) s'attache à mesurer l'effet de la houle sur le fond de la Mer Celtique. Elle utilise des enregistrements de vagues effectués durant les années 1954 à 1957, et à partir d'une centaine d'exemples, elle conclut que les houles de Sud-Ouest consécutives aux tempêtes de force 10 Beaufort (vitesse du vent = 52 nœuds) peuvent avoir une action sur le fond jusqu'à la profondeur de 180 mètres. Mais elle souligne que les mouvements induits ainsi sur le fond sont *oscillatoires,* si bien qu'*à eux seuls ils ne peuvent entraîner un transport.* Ils se bornent à provoquer un accroissement temporaire de la turbulence, donc de la charge de matériel en suspension mis à la disposition des courants de marée, là où ils existent. Les conditions analysées ici (tempêtes de force 10) se produisant une à deux semaines par an, leur effet cumulatif, au bout de quelques siècles, doit être sensible.

Draper (1957) va dans le même sens. A partir d'observations anémométriques en 5 points (3 bateaux-feux et 2 navires météorologiques) et sur des durées d'au moins un an, il déduit la fréquence des tempêtes d'une force donnée et il évalue l'influence des vagues sur le fond. Il conclut lui aussi à leur efficacité sur toute la plateforme. Par exemple, sur le rebord très exposé du plateau continental au Sud de l'Irlande, à 150 mètres de fond, on a, pendant un jour par an, une fois par minute, une vitesse instantanée de 52 cm/s (soit un nœud) et, une fois toutes les 3 heures (au passage d'une vague géante), une impulsion deux fois plus forte (1 m/s, soit 2 nœuds). Mais ne perdons pas de vue qu'ici encore il s'agit d'un mouvement oscillatoire, d'un va-et-vient sur place, et *qu'en l'absence d'une autre force, la résultante de ces mouvements passagers de l'eau sur le fond serait parfaitement nulle.*

En définitive, ce sont *les courants de marée* qui nous apparaissent, en Iroise aussi bien qu'en Mer Celtique, comme *l'agent de transport essentiel, et pratiquement unique,* des particules sédimentaires sur le fond. Les effets de la houle, même lorsqu'exceptionnellement ils se font sentir à grande profondeur, ne font que mobiliser un peu plus de sédiment qui sera transporté sur quelques mètres, pendant quelques secondes, *par les courants de marée,* s'ils existent. A défaut, la houle pourra simplement engendrer des systèmes de rides périodiques, mais nous avons dit plus haut pourquoi nous ne pensons pas qu'on puisse expliquer ainsi les accumulations énormes que sont les bancs de la Mer Celtique méridionale. C'est la conclusion qui découle aussi de nombreuses études sur la sédimentation dans les mers voisines, Manche, Mer du Nord, Mer d'Irlande (*Sager,* 1963, *Stride,* 1963 b). Pour la Mer d'Irlande par exemple une étude de *Belderson* (1964) illustre parfaitement, à l'aide de deux cartes (p. 149 et p. 158), les rapports étroits entre la distribution des sédiments et la vitesse des courants de marée. Et les travaux sur la Manche (*Pratje,* 1950, *Boillot,* 1964, *Larsonneur,* 1965, *Hommeril,* 1967 a) aboutissent tous aux mêmes conclusions. L'Iroise n'est donc pas un cas particulier.

C'est aux régions voisines aussi qu'il faut faire appel pour reconstituer rapidement l'histoire géologique de notre domaine et tenter d'esquisser, au moins pour le Quaternaire récent, une datation.

II — L'EVOLUTION DU RELIEF SOUS-MARIN DE L'IROISE.

Le petit fragment de plate-forme continentale que nous avons étudié au fond de l'Iroise appartient dans sa presque totalité au socle armoricain. Quelle que soit la complexité de son histoire ancienne et la multiplicité des mouvements qui l'ont mis en place au cours du Précambrien et du Paléozoïque, on sait que ce socle est caractérisé, depuis sa pénéplanation post-hercynienne, par sa grande stabilité, sa répugnance à se laisser envahir, au cours des ères secondaire et tertiaire, par les transgressions. Les fonds de l'Iroise témoignent de cette répulsion : nous n'y avons trouvé de trace de Crétacé ou de Tertiaire qu'à l'extrême limite occidentale de notre terrain d'investigations. Les témoins d'Eocène en particulier, trouvés à la profondeur de 115 mètres au large de l'Iroise (échantillons *Pélagia* P 16 et P 18), sont un jalon de plus d'un littoral lutétien que l'on peut suivre sous la mer tout au long des côtes de Bretagne et qui s'enfonce progressivement vers l'Ouest ; le témoin le plus proche, signalé récemment, est celui de la butte d'Ar Vein, à 30 km au S.W de Penmarc'h, par 105 mètres de fond (*Boulanger, Rouvillois, Pinot* et *Streiff,* 1968).

C'est là un premier repère pour l'histoire géologique des fonds de l'Iroise : au Lutétien, la mer ne fait alors qu'effleurer notre domaine. Le littoral est bien loin au Sud de la Chaussée de Sein ; vers le Nord il doit se trouver dans les parages de l'île Vierge ; vers l'Ouest il correspond à peu près à l'actuelle isobathe — 110 mètres. Durant l'Eocène, nos fonds ne sont donc pas encore immergés : ils évoluent comme le reste du continent, c'est-à-dire qu'ils subissent une pénéplanation généralisée sous un climat responsable de la « maladie tertiaire » du granite, marquée par une intense arénisation.

On est incapable de dater, pas plus d'ailleurs que sur le continent, faute de repères géologiques, les événements qui vont suivre : quand la pénéplaine éocène a-t-elle commencé à se soulever ? A quel rythme ? On l'ignore. C'est d'autant plus regrettable que, pour nous, c'est la période essentielle : c'est au cours du Néogène en effet, et sans doute par à-coups successifs, correspondant peut-être aux phases de l'orogénie alpine, que le continent s'est soulevé progressivement, entraînant une reprise d'érosion et la formation de reliefs appalachiens, mais aussi de nombreux escarpements de failles. Notre domaine aussi a dû se soulever dans un premier temps, sans quoi on ne peut expliquer le beau réseau de vallées

sous-marines, et surtout sa continuité avec le réseau du continent voisin. D'ailleurs la couverture de sédiments oligocènes et miocènes que de récents carottages de *Boillot* vont permettre de situer ne dépasse pas sensiblement la limite de la couverture éocène sous-jacente ; il n'y en a pas trace au centre de l'Iroise.

C'est donc tardivement, à l'extrême fin peut-être du Miocène que se produisent les derniers mouvements tectoniques, essentiels en Iroise. La faille du Goulet rejoue à ce moment, le Menez Hom, la Montagne de Locronan se relèvent ; l'Iroise s'effondre à leur pied, se laissant envahir par la mer. Les parties du socle les plus solides résistent mieux à la subsidence : la Chaussée de Sein, mais surtout Ouessant et le Plateau de Molène ne s'abaissent que légèrement par rapport aux massifs granitiques du Cap Sizun et du Léon. Au centre, au contraire, c'est la débâcle : toutes les pièces de la fragile marquetterie par laquelle se termine, dans la presqu'île de Crozon, le « synclinorium médian », s'effondrent vers l'Ouest, et même les crêtes de Grès Armoricain, barres appalachiennes qui avaient résisté jusque là à l'érosion des cours d'eau, vont s'abaisser pour ne plus laisser aucune trace sous-marine à quelques kilomètres du littoral actuel.

La transgression pliocène ne constitue plus alors qu'un épiphénomène. Elle portera, un moment, le niveau de la mer jusqu'à 100 ou 120 m d'altitude si, comme c'est vraisemblable, les hautes plates-formes d'abrasion de la Presqu'île de Plougastel (*Guilcher,* 1948) et les galets du Menez Lus (*Guilcher* et *Saint-Requier,* 1969) sont bien des témoins de cette transgression. Mais l'essentiel était joué avant. Ce n'est plus qu'à l'occasion des régressions glacio-eustatiques quaternaires que les fonds de l'Iroise seront, épisodiquement, exondés, et que des retouches mineures seront apportées au relief de l'ensemble.

L'histoire quaternaire de notre domaine est, hélas, aussi obscure que celle des événements précédents, ou du moins disons que si certains événements peuvent être reconstitués, et même groupés en séquences, il est impossible de proposer, dans l'état actuel des recherches, autre chose que des datations hypothétiques.

Sur l'état actuel de la connaissance des variations du niveau marin au quaternaire, deux articles récents (*Guilcher* 1969, a et b) constituent une mise au point à laquelle nous renvoyons le lecteur. Il verra à quel point, malgré (ou peut-être à cause de) la multiplicité des recherches dans le monde entier, les variations de niveau

sont encore mal connues. Les régressions anciennes surtout, qui correspondent aux grandes époques glaciaires, ne sont ni bien datées, ni situées exactement en profondeur. On tend à multiplier les interstades du Würm, si bien qu'on ne sait plus au juste quand les régressions plus anciennes se sont produites, ni même, à la limite du raisonnement, si elles ont bien eu lieu... Les mécanismes même du glacio-eustatisme sont remis en cause, la notion de glaciations généralisées sur toute la planète perd du terrain au profit de la théorie des glaciations alternantes (*Lliboutry,* 1965) si bien que les concordances entre les variations climatiques et celles du niveau marin s'estompent.

Finalement, on n'est bien éclairé que sur l'extrême fin de la période, la transgression flandrienne, autrement dit l'holocène. Ceci parce que la portée des méthodes de datation (C 12/C 14, et Thorium/Uranium) dont on multiplie les applications, ne va pas au-delà. Ces datations absolues ne vont pas d'ailleurs sans aléa, comme on va le voir.

Sur la figure 43, nous reproduisons quatre courbes de variations,

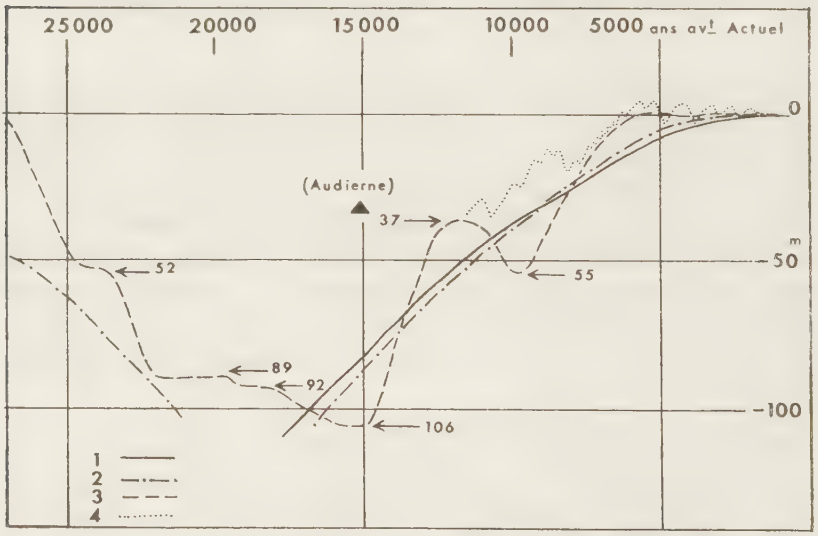


Figure 43

Hypothèses sur les variations du niveau de la mer depuis 25 000 ans

D'après :

1. Shepard (1964)
2. Faure et Elouard (1967)
3. Pinot (1968)
4. Fairbridge (1961) et Curray (1961).

établies sur les deux rivages de l'Atlantique, du côté américain par *Shepard, Fairbridge et Curray,* du côté eurafricain par *Faure, Elouard et Pinot.* Précisons que ces courbes ne sont pas établies de la même façon : celles de *Fairbridge,* qui ne remontent pas au-delà de 12000 ans B.P. et celles de *Curray,* qui permettent de prolonger les précédentes jusque vers 20000 B.P., se fondent sur l'altitude des dépôts marins émergés, et, pour la partie sous-marine, elles sont déduites hypothétiquement, à partir du calcul des variations du flux solaire et de celles, qui en découlent, du volume des inlandsis. Les courbes de *Shepard* et de *Faure-Elouard,* beaucoup plus régulières, sont des moyennes de nombreuses observations. Enfin la courbe proposée par *Pinot* est un schéma provisoire, de nature à expliquer les nombreuses traces littorales qu'il retrouve, dans un domaine tout voisin du nôtre, respectivement à 106, 92, 89, 55, 52 et 37 mètres de profondeur. Cette courbe ne s'appuie sur aucune datation absolue, mais uniquement sur des arguments morphologiques. La seule datation qui ait été faite dans notre voisinage, en Baie d'Audierne (*Saint-Requier* et *Guilcher,* 1969) concerne une belle plage fossile consolidée, à —34 mètres, sur laquelle nous avons eu l'occasion de plonger. La datation au C 14 la place à 15000 ans B.P., soit à un moment où les courbes générales mettent le niveau marin beaucoup plus bas. Il y a là une contradiction apparente mais qui ne doit pas nous décourager : on ne peut asseoir une datation sur une seule mesure ; d'autres datations doivent permettre des rajustements, et l'établissement d'une courbe moyenne.

Quoi qu'il en soit, en Iroise, nous n'avons pas récolté, malgré notre envie, d'échantillons comparables à ceux de la Baie d'Audierne, et nous en sommes réduit, faute de datation absolue, à présenter des hypothèses. Hypothèses simples d'ailleurs, puisque nous n'avons bien caractérisé que deux niveaux :

1°) le niveau profond, vers —100 mètres, peut être rattaché à la dernière régression interstadiaire du Würm, celle que *Pinot* décompose en trois paliers, à —89, —92 et —106 m. Nous ne voyons cependant aucune raison pour que ce niveau ne soit pas aussi plus ancien : d'autres régressions se sont peut-être arrêtées ainsi, à plusieurs reprises, vers —100 m, ce qui expliquerait la parfaite planité des fonds à partir de cette profondeur.

2°) le niveau de —50 à —55 mètres, bien caractérisé en Iroise, a dû lui aussi correspondre à un stationnement assez long ; un arrêt dans la régression, entre 25000 et 23000 ans B.P., est-il

suffisant ? Ou bien faut-il y ajouter un autre stationnement, plus tardif, comme la petite régression Dryas III que *Pinot* place à —55 mètres ? En ce qui concerne cette oscillation supplémentaire nous ne trouvons, sur notre terrain, aucun argument ni pour ni contre.

Une chose vraisemblable, c'est que le niveau de —50 à —55 mètres, tout comme celui de —100 mètres, a dû être occupé à plusieurs reprises, ce qui expliquerait l'importance des traces que l'on en retrouve, tant sur les estrans que dans les vallées sous-marines. Tout se passe comme si une constante quelconque, peut-être découlant simplement de la forme des bassins océaniques, provoquait un arrêt momentané, aussi bien à la descente qu'à la montée, dans les variations du niveau de la mer.

Quant à savoir s'il s'est produit des régressions plus importantes, et jusqu'à quelle profondeur, c'est un problème en suspens. Il est cependant très vraisemblable que la grande régression de 200 mètres au moins dont *Boillot* (1964) fait état pour expliquer les fosses de la Manche a bien eu lieu. Car si le creusement de la fosse d'Ouessant (chapitre IV) peut à la rigueur s'expliquer, au moins en partie, par des processus qui ne nécessitent pas un tel abaissement du niveau de base (courants de marée, ou bien processus éoliens en climat périglaciaire sec), toute la grande fosse centrale semble difficilement justiciable de la même explication, et nous ne désespérons pas de retrouver un jour, sous les sédiments de la Mer Celtique, tout un réseau de vallées bien dessinées jusqu'à l'isobathe —200 mètres.

CONCLUSION GENERALE.

Dans les deux premières parties de ce travail, nous avons exposé successivement les grands problèmes morphologiques, puis les principaux aspects de la sédimentation. Les formes essentielles ont été expliquées par la structure géologique, sur laquelle des systèmes d'érosion continentale ont travaillé durant de longues périodes d'émersion. Le tapis de sédiments actuels ou fossiles, est presque partout fort peu épais et ne masque pas les formes héritées. La troisième partie nous a permis d'ébaucher une étude régionale, fondée sur des différences de bathymétrie et d'exposition, et permettant d'opposer les secteurs proches de la côte, battus par les houles et les courants de marée, et les grandes plaines du large, infiniment plus monotones. La synthèse cartographique de toutes ces observations fait l'objet d'une carte morphologique générale (pl. h.t. N° 4).

Dans toute la mesure du possible, on s'est efforcé d'apporter des preuves géologiques des interprétations avancées en morphologie, des démonstrations, par exemple par la courantométrie, propres à étayer l'explication de la répartition des sédiments. Nous ne méconnaissons nullement la grande part d'hypothèses qui demeurent non démontrées ; comment pourrait-il en être autrement, sur un tel sujet de recherches ?

Au total pourtant, nous pensons avoir fait œuvre positive. Mais nos résultats doivent être considérés comme une première approche, *une mise au point provisoire,* ou si l'on préfère une exploration préliminaire, à grande échelle, d'un domaine qui, dans quelques années, sera connu, nous n'en doutons pas, avec beaucoup plus de précision. De nouvelles informations sont nécessaires dans deux domaines : la connaissance de la faune benthique, nous l'avons souligné à plusieurs reprises, est inséparable de celle des sédiments, et c'est pourquoi nous avons embarqué, dans presque toutes nos missions, en compagnie d'*A. Toulemont,* biologiste. Le présent travail constitue en quelque sorte une *introduction à une étude écologique* dont nous espérons la parution prochaine. D'autre part il est indispensable de connaître, sous le tapis de sédiments d'épaisseur variable, l'allure exacte du fond rocheux, ne serait-ce que pour pouvoir reconstituer les grandes vallées sous-marines qui se poursuivent

peut-être jusqu'au rebord du plateau continental ; seule une campagne systématique de géophysique peut venir à bout de cette tâche, et le B.R.G.M. a commencé de l'entreprendre.

D'une façon plus générale, il n'est pas douteux que les progrès formidables des techniques de recherche sous-marine, la multiplication des engins d'exploration directe, du type soucoupe plongeante, les efforts financiers sans précédent qui vont être consentis pour le développement de l'Océanographie, permettent un véritable bond en avant. Bientôt, nous ferons figure de précurseur, et nos techniques de recherche, qui n'ont pas tellement changé depuis les campagnes du *Pourquoi-pas ?* paraîtront bien désuètes...

Notre domaine, à la pointe du Finistère, est d'ailleurs dès à présent l'objet de recherches d'envergure, surtout bathymétriques, menées par la Marine Nationale à cause de l'importance militaire de la base de Brest, du développement de la navigation sous-marine de plus en plus profonde, et aussi des projets d'installations portuaires pour pétroliers géants. L'implantation à Brest, enfin, d'un Centre Océanologique National va sans nul doute entraîner des investigations intensives sur les fonds proches de Brest, ne serait-ce que pour essayer le matériel et occuper utilement les stagiaires océanographes. Dans ces conditions nous ne doutons pas, nous souhaitons même que ce travail soit très vite dépassé.

Mais n'est-ce pas, inévitablement, le sort de toute œuvre scientifique ?

Caen, le 30 Novembre 1969

RESUME

PREFACE

AVANT-PROPOS

Localisation du domaine étudié.

Multiplicité des campagnes de recherches.

Originalité de ces recherches.

Les aléas du travail en mer.

La nécessité d'un travail d'équipe.

INTRODUCTION. — L'IROISE ET LE FINISTERE

I. Rapide présentation de la mer d'Iroise, position-carrefour entre la Manche et le Golfe de Gascogne.

II. Les terres voisines.

A. **Les données géologiques :** un synclinorium de sédiments précambriens et paléozoïques, pincé entre deux môles de roches granitiques et cristallophylliennes.

B. **Le relief des terres émergées** est en étroit rapport avec cette structure, remise en valeur à partir d'une surface d'érosion éocène ; type de relief « appalachien », mais avec des complications dues à des mouvements tectoniques tertiaires.

C. **Les côtes :** leur dessin traduit aussi cette structure, de type « atlantique », mais des nuances entre les différents secteurs sont à mettre en rapport avec des différences d'exposition.

D. **Les îles.** Elles se situent dans le prolongement des deux môles de roches dures du continent.

PREMIERE PARTIE. — MORPHOLOGIE SOUS-MARINE

Idée générale : Si l'on fait abstraction de la couverture de sédiments meubles, presque partout assez mince, le relief sous-marin, très différencié jusqu'à une profondeur importante (90 m), est entaillé dans la roche en place et a toutes les apparences d'une *topographie subaérienne ennoyée.*

CHAPITRE I. — RECHERCHES BATHYMETRIQUES

I. **Les données existantes :** cartes et minutes du Service Hydrographique de la Marine, sont intéressantes mais insuffisantes au-dessous de quelques dizaines de mètres.

II. **Les sondages** du Kornog, accessoirement de la Thalassa et de la Pélagia. Leur valeur : problème du point (précision du Decca, complété par des relèvements au cercle hydrographique). Réglage du sondeur. Correction de marée.

III. Résultats : Présentation d'une *carte bathymétrique* d'ensemble (planche hors-texte N° 1), avec isobathes de 10 en 10 mètres et intercalaires de 5 mètres.

CHAPITRE II. — LA GEOLOGIE SOUS-MARINE

I. **Hypothèse de travail :** les affleurements émergés se continuent sous la mer, la géologie déduite de la topographie (méthode de COLLIN, 1921-1923).

II. **Vérifications** par plusieurs voies : sur certains écueils balisés, des échantillons ont été recueillis par le Service des Phares et Balises ; récolte d'échantillons en plongée, choix des sites, limites de la méthode ; dragages arrachant parfois la roche en place ; enfin l'étude pétrographique des galets, surtout s'ils sont peu roulés, peut renseigner, indirectement, sur la nature de la roche en place.

III. Résultats : Présentation d'une *carte géologique* probable (figure 6).

CHAPITRE III. — LE RELIEF SOUS-MARIN

(Les formes attribuables à l'érosion continentale)

I. **Les hauts-fonds rocheux :** crêtes appalachiennes et abrupts de faille immergés. Continuité des formes terrestres et sous-marines ; les hauts-fonds de roches dures prolongent les barres appalachiennes du continent. Rôle des failles dans l'explication de certains talus : abrupt nord de la Chaussée de Sein, abrupt sud des Pierres Noires.

II. **Les vallées sous-marines.**

A. Description du réseau sous-marin. Son adaptation à la structure hercynienne.

B. Evolution du réseau à terre (d'après MUSSET et GUILCHER). Les hypothèses avancées pour le réseau terrestre (série de captures au profit de l'Elorn, consécutives au rejeu tardif de la « faille du Goulet ») conviennent très bien pour l'explication du réseau sous-marin.

CHAPITRE IV. — LES DEPRESSIONS FERMEES.
LA FOSSE D'OUESSANT

I. **Problème du Goulet de Brest :** c'est très probablement un tronçon de l'ancienne vallée de l'Elorn, remblayé de sédiments en amont et en aval, et maintenu à cet endroit par la puissance des courants de marée.

II. **La Fosse d'Ouessant.** Description et présentation d'une nouvelle carte.

III. **Origine de la Fosse d'Ouessant.** On examine successivement trois hypothèses : ancienne vallée fluviale tronçonnée par la sédimentation, fossé effondré entre des failles, poljé karstique. Aucune n'est pleinement satisfaisante, et même des sondages sismiques récents (BOILLOT et HORN, 1966) ne permettent pas de lever toutes les difficultés...

CHAPITRE V. — NIVEAUX D'EROSION IMMERGES

I. **Les niveaux eustatiques positifs** signalés sur les côtes armoricaines.

II. Carte des **replats sous-marins** pouvant s'interpréter comme d'anciennes plates-formes d'abrasion correspondant à des lignes de rivages quaternaires autour de — 90 à — 100 mètres, — 50 à — 55 mètres et plusieurs niveaux moins profonds.

III. **Profils en long et en travers des vallées sous-marines :** replats et terrasses en relation avec les bas niveaux quaternaires ; la coïncidence est très nette à certains niveaux : — 50 à — 55 mètres, profondeur à laquelle les profils longitudinaux des principales vallées présentent un long palier, et — 90 mètres où les vallées se raccordent aux fonds plats et disparaissent.

DEUXIEME PARTIE. — LA PELLICULE SEDIMENTAIRE

Idée générale : Si l'essentiel de la morphologie sous-marine est une morphologie terrestre, à peine retouchée çà et là par quelques entailles d'érosion littorale en relation avec d'anciens niveaux plus bas, la mer est cependant responsable du voilage général de toutes ces formes sous des sédiments, et de leur remaniement incessant, du moins des plus fins. Autant les formes décrites dans la première partie étaient figées, fossiles, autant l'étude des sédiments doit-elle tenir compte des *forces actuelles* encore en action, de la *dynamique marine*.

CHAPITRE VI. — LA TECHNIQUE DES DRAGAGES

I. Présentation de la **carte des dragages.**

II. La méthode. Types de dragues. Mise en œuvre. Longueur du trait. Inconvénients et avantages des dragages non ponctuels. Fidélité de la méthode ? Marge d'erreur. Nécessité de tenir compte de ces incertitudes au cours des analyses ultérieures au laboratoire : inutilité de certaines analyses trop fines et vanité d'une précision illusoire, en particulier dans l'étude quantitative des galets.

CHAPITRE VII. — L'ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE

I. Exposé méthodologique : présentation et justification des techniques adoptées pour les analyses au laboratoire.

II. Les classes granulométriques :

La fraction grossière, coquilles et cailloux ; pour ces derniers, calcul d'indices de forme : seul l'indice d'émoussé est significatif.

La fraction des graviers et des sables : calcimétrie, granulométrie, morphoscopie, minéraux lourds.

Rareté des pélites. Elles ont cependant fait l'objet d'analyses d'argiles (diffractomètre X).

III. Choix des modes de représentation : graphiques et paramètres.

CHAPITRE VIII. — LA CARTOGRAPHIE DES SEDIMENTS

I. **Les cartes analytiques** et leur intérêt, (planches hors-texte N° 2 et 3).

II. Présentation d'une carte synthétique : **la carte sédimentologique sous-marine des côtes de France** à l'échelle du 1/100 000. Feuille de Brest. Exemple de travail d'équipe. Choix des modes de représentation. Problème de la précision. Question des fonds instables.

CHAPITRE IX. — LA REPARTITION DES SEDIMENTS GROSSIERS, CAILLOUTIS ET GRAVIERS MINERAUX

I. **Fonds rocheux et cailloutis.** Interdépendance : les cailloutis sont abondants au voisinage des fonds rocheux.

II. **Pétrographie** des formations caillouteuses. Leur provenance locale. Peu de transport : éléments gélifractés sur place, ou déplacés à courte distance, dans des coulées de solifluxion de peu d'ampleur.

III. **Les formations à galets vrais,** bien émoussés, plus rares, sont d'autant plus intéressantes. Des rassemblements de tels galets *à certaines profondeurs* sont mis en relation avec les anciens niveaux d'érosion : formations alluviales et *cordons littoraux*.

CHAPITRE X. — LA REPARTITION DES BANCS DE SABLE GROSSIER ET SES RAPPORTS AVEC LES COURANTS DE MAREE

I. **Description** des accumulations sableuses. Elles s'organisent en importantes *dunes hydrauliques* ou en *champs de rides* de dimensions plus modestes. Elles sont rassemblées de part et d'autre d'Ouessant et de la Chaussée de Sein.

II. **Etude du matériel** sableux, presque exclusivement organogène, grossier, très bien classé.

III. **Interprétation.** Ces bancs sont formés par les *courants de marée.* Vérification par des mesures de courant, en particulier sur le Haut-Fond d'Ouessant, et par des mesures de température de l'eau de mer, confirmant l'importance des courants en certains points (homothermie). Ces bancs paraissent remarquablement stables (position inchangée depuis les premières cartes marines du siècle dernier, forme invariable) bien que le matériel soit sujet, d'après nous, à un perpétuel renouvellement.

CHAPITRE XI. — LES NAPPES DE SABLE FIN. ETUDE MORPHOSCOPIQUE DES SABLES QUARTZEUX

I. **Localisation.** Les deux principales sont en Baie de Douarnenez et en Iroise du Nord.

II. **But et méthode de l'étude morphoscopique :** 48 échantillons situés à toutes les profondeurs ont été examinés pour déceler leur degré d'usure, et rechercher d'éventuels grains éolisés.

III. **Résultats :** Grande uniformité de l'ensemble ; à toutes les profondeurs, les sables semblent appartenir à un même stock qui a été homogénéisé par les mouvements de la mer. Les non usés sont largement majoritaires. Les grains éolisés, peu abondants, sont cependant présents partout et doivent provenir de dunes littorales quaternaires complètement démantelées par la dernière transgression.

Conclusion de la seconde partie : L'Iroise est une zone de *sédimentation grossière,* comme le prouve l'absence presque totale de vases. Milieu trop agité. De plus c'est une zone de départ de sédiments : idée du *bilan sédimentaire négatif.*

TROISIEME PARTIE. — LES ENSEMBLES REGIONAUX

Idée générale : regroupement, dans un cadre « régional », de ce qui a été présenté précédemment de façon un peu fragmentaire. Malgré le désordre apparent des formes sur le plateau continental, il existe une certaine ordonnance, et une simplicité qui s'accroît avec la profondeur. Aussi peut-on considérer successivement :

CHAPITRE XII. — LES DIVISIONS DE L'IROISE

I. **Les hauts-fonds** battus par la houle et les courants : plateau de Molène, Chaussée de Sein. En grande partie rocheux, mais pas pour autant absolument dépourvus de sédiments et surtout de végétation (zone euphotique).

II. Deux secteurs abrités :

A. **La Baie de Douarnenez.** Etude détaillée d'un milieu bien défini. La répartition des sédiments reflète les conditions d'abri. La partie nord, la mieux abritée des houles d'Ouest en arrière du Cap de la Chèvre, a des fonds de sable fin (herbier de Zostères), du Maërl et de la vase en faible proportion. La partie sud a des sédiments plus grossiers. L'étude des minéraux lourds

montre qu'il s'agit d'un stock sableux venu du large. Analogie des constituants argileux de la vase avec ceux de la « Grande Vasière ».

B. **Le vestibule du Goulet de Brest.** Grande analogie avec la Baie de Douarnenez. Importance des courants de marée pour expliquer la répartition des sédiments. Baie de Douarnenez et vestibule du Goulet s'opposent à la Rade de Brest, beaucoup mieux abritée, et dont la sédimentation, au moins dans sa partie orientale, est très vaseuse.

III. **Les profondeurs moyennes.** On examine ici plus particulièrement la grande nappe de sable fin légèrement vaseux qui recouvre la partie nord de l'Iroise, au pied de la Chaussée des Pierres Noires. Cette formation est interprétée comme un *ancien delta de l'Elorn* en rapport avec le niveau de — 55 mètres. La présence de pyrophyllite dans la fraction vaseuse permet d'apparenter cette formation aux dépôts actuels de l'Elorn qui en contiennent. Un profil séismique (Boomer) met en évidence une plate-forme d'abrasion à — 55 mètres, limitée par une petite falaise, sous un remblaiement sableux d'une dizaine de mètres d'épaisseur.

CHAPITRE XIII. — LA PLATE-FORME CONTINENTALE AU LARGE DE L'IROISE. (SUD DE LA MER CELTIQUE)

Présentation des résultats de nos recherches sur la « Pélagia » (1967) complétées par l'étude d'autres échantillons récoltés par BOILLOT (campagne du Pluteus et du Job-Ha-Zélian) et analysés par nos soins. Grande monotonie des fonds entre — 100 et — 200 mètres. Ensablement généralisé. Problème des « sables roux ». Morphologie de ridins et de dunes hydrauliques. Le problème de l'origine des grands bancs sableux du rebord de la plate-forme continentale (La Chapelle, Shamrock, Banc Parsons) reste entier.

CONCLUSION

Retour sur les principales conclusions de chaque chapitre. Complexité des formes du plateau continental dans ses parties peu profondes qui s'oppose à la simplicité des parties plus basses. La « plate-forme » continentale n'existe pas... ou bien elle n'existe qu'en dessous de — 100 mètres. Importance des courants de marée, et localement de la houle, pour comprendre l'ordonnance des sédiments. Limite d'action de la houle en profondeur : problème très discuté. Il ne nous semble pas que, dans la zone étudiée, la profondeur d'action de la houle puisse excéder une trentaine de mètres.

Evolution d'ensemble et tentative de datation. Les entailles d'érosion littorale vers — 90 et — 55 mètres sont rapportées, vu leur fraîcheur, aux dernières oscillations würmiennes.

Rapports étroits des sédiments avec la biologie : renvoi à la thèse d'A. TOULEMONT, qui complète celle-ci.

THE IROISE SEA AND THE SURROUNDINGS OF USHANT AND SEIN ISLANDS A STUDY IN SUBMARINE MORPHOLOGY AND SEDIMENTOLOGY

SUMMARY

Preface

Foreword

Location of the investigations area.

Number of research trips.

Distinctiveness of these research.

Hazards of work at sea.

Necessity of team work.

INTRODUCTION. — IROISE AND FINISTERRE

I. A brief description of the Iroise sea ; its key position between the English Channel and the Bay of Biscay.

II. The adjacent lands.

A. **Main geological features** : a synclinorium of Paleozoic sediments, pinched between two jaws of granitic and cristallophyllian rocks.

B. **The physiography of the emerged lands,** deriving from an Eocene erosion surface, fits with the structure. The topography is of Appalachian type, with some peculiarities resulting from Tertiary tectonic movements.

C. **Coasts** : Their outline too fits with the « Atlantic » type of structure, but slight differences from place to place are related to differences in exposition to wave attack.

D. **The islands** : They are made of the same rocks as the two hard rock jaws of the continent in front of them.

FIRST PART. — SUBMARINE MORPHOLOGY

General theme : Disregarding the generally thin cover of loose rocks, the submarine topography is very uneven down to a considerable depth (90 metres) and is carved into the solid rocks themselves ; it clearly bears features of *subaerial origin topography*.

CHAPTER I. — BATHYMETRICAL RESEARCH

I. **The existing documents.** The charts and drafts of the Hydrographic Office of the Navy are interesting but not very accurate beyond a few tens of metres.

II. **Echosoundings** made on board of RV Gwalarn and occasionally, RV Thalassa and Pelagia. Their precision. Positioning (accuracy of Decca navigator, supplemented by readings on hydrographic circle). Adjusting the echosounder. Tide correction.

III. **Charting the data :** Presentation of a bathymetric chart of the region (folded plate N° 1) ; submarine contours at 10 metres intervals, with 5 metres contours intercalated.

CHAPTER II. — SUBMARINE GEOLOGY

I. **Working hypothesis :** continuation of the emerged outcrops under sea. Geology deducted from topography.

II. **Check** by various means : some samples collected by the Lighthouses and Buoys Service on basements of beacons ; others collected by diving ; choice of sites, limits of the method ; the dredge sometimes brokes the solid rock ; finally, the petrographic analysis of shingles, especialy when they have undergone little abrasion, may give indirectly informations on the nature of the solid rock.

III. **Results :** Presentation of a « probable » geological map (figure 6).

CHAPTER III. — SUBMARINE RELIEF. (forms resulting from continental erosion)

I. **Rocky shallows :** submerged Appalachian ridges and fault -scarps. Continuity of submarine and emerged forms : rocky shallows in the same trend as the Appalachian ridges on the continent. Faults explaining probably some scarps, as the South of the Pierres Noires, and the North of the Sein Causeway.

II. **Submarine valleys.**

A. Description of the submarine valley system ; its conformity with the Hercynian structure.

B. Evolution of the subaerial river network (after MUSSET and GUILCHER). Hypotheses put forward to explain the river

pattern (several captures favoring the Elorn river, resulted from a late reopening of the Goulet fault) give an adequate explanation of the submarine courses.

CHAPTER IV. — ENCLOSED DEPRESSIONS. THE USHANT THROUGH

I. **Problem of the Brest Goulet** (narrows) : it appears to be a portion of the former, lower valley of the Elorn river, filled with sediments in its upper and lower parts, but cleaned in its middle part by powerful tidal currents.

II. **The Ushant Through.** Description and presentation of a new chart.

III. **Possible origins of the Ushant Through.** Three hypotheses are successively examined : a former fluvial valley whose continuity was subsequently interrupted by sedimentation ; a tectonic depression bounded with faults ; a karstic polje. None iswholly satisfactory ; even the recent sismic soundings (HORN & BOILLOT, 1966) are not able to solve the difficulties.

CHAPTER V. — SUBMERGED EROSION LEVELS

I. **Eustatic positive sea levels** known to exist around the western Breton coats.

II. Set of **submarine levels** which may be interpreted as former abrasion platforms (wave-cut terraces) related to quaternary shorelines : they lie at about — 90 to — 100 metres, at — 50 to — 55 metres and at several shallower levels.

III. **Longitudinal and transverse profiles of submarine valleys** ; levels and terraces related to low quaternary sea levels : good evidence at some levels such as — 50 to — 55 metres, a depth at which the longitudinal profiles of the main valleys show a long flat section, and — 90 metres, where valleys merge into general flat sea-bottom and disappear.

SECOND PART. — THE SEDIMENTARY FILM

General theme : Whereas the submarine morphology has essentially a subaerial origin, hardly altered here and there by a few notches resulting from coastal erosion at former low sea-levels, the sea has however buried some of these forms under deposits and continuously reworks the finest sediments. While the forms described in the first part are old features, the study of the sedimentary cover must take into account the present-time marine forces.

CHAPTER VI. — THE DREDGING TECHNIQUE

I. Presentation of **a map of distribution of the dredgings.**

II. **The method.** Types of dredges, their utilization. Length of the traction. Drawbacks and advantages of non punctual dredgings. How reliable is the method ; the margin of error. Necessity of taking these uncertainties into account for the subsequent laboratory analyses ; unusefulness of some over-scrupulous analyses ; vanity of illusory precision, particularly as far as the quantitative study of shingles is concerned.

CHAPTER VII. — ANALYSIS OF THE SEDIMENTS

I. **The methodology :** presentation and justification of the techniques used for laboratory analyses.

II. **Grain-size classes :**

Coarse fraction, shells and pebbles ; calculation of the shape-indexes of the latter. The roundness-index is the only one to be significant.

Gravel and sand fraction ; $CaCO^3$ content, grain-size, morphoscopy, heavy minerals. Rare occurrence of *pelites* ; although the clay mineral were analysed by diffractometer X.

III. Choice of the **types of figuration :** graphs and parametres.

CHAPTER VIII. — CARTOGRAPHY OF THE SEDIMENTS

I. **Analytic maps :** their interest (folded plates N° 2 & 3).

II. Presentation of a **synthetic map of submarine sedimentology** off the French coasts at the scale of 1/100 000, Brest sheet, as an example of team-work. Choice of types of figuration. Problem of the degree of accuracy. How to map unstable grounds.

CHAPTER IX. — DISTRIBUTION OF COARSE SEDIMENTS, PEBBLES AND MINERAL GRAVELS

I. **Rocky grounds and pebbles ;** their relationships : pebbles are numerous near the rocky grounds.

II. **Petrography of the pebble formations ;** their local origin and poor transportation ; they were remained close to the solid rock after shattering or moved short distances on slopes by solifluction.

III. The formations consisting of **well-rounded pebbles** are unfrequent but, for this reason, most interesting. The frequent occurrence of these pebbles at particular depths is related to former erosion levels (alluvial formations and shingle spits).

CHAPTER X. — DISTRIBUTION OF COARSE SAND BANKS AND THEIR RELATIONSHIPS WITH TIDAL CURRENTS

I. **Description of sandy deposits ;** they accumulate in vast hydraulic dunes or in smaller ripplefields on both sides of Ushant and Sein Causeway.

II. Sand almost exclusively made of organic, coarse, well sorted particles.

III. **Interpretation :** the banks were formed by tidal currents. Current measurements, particularly on the Ushant shallows, and sea-water temperature measurements (water homothermal down to bottom even in summer) give an evidence for very high velocities in some places. The banks seem to be remarkably stable (same position and shape as on chart prior to 1850), although the material is, in the writer's opinion, subject to perpetual renewal.

CHAPTER XI. — THE FINE SAND SHEETS. A MORPHOSCOPIC STUDY OF THE QUARTZOSE SANDS

I. **Location :** the two main sheets are in the Bay of Douarnenez and in North Iroise.

II. **Purpose and method** of the morphoscopic study : 48 samples, taken at different depths, were examined to determine their degree of abrasion and the eventual occurrence of wind-worn grains.

III. **Results :** The samples are remarkably uniform ; at all depths the sands seem to belong to unique stock, which was blended by sea motion. The angular ones ar by far the majority. The wind-worn sands, although occurring everywhere, are not numerous and probably originated from quaternary coastal dunes which were completely destroyed during the Flandrian transgression.

Conclusion of the second part : Iroise sea, being a restless environment, is a region of coarse sedimentation (silts are almost completely absent). Moreover, it is a region from which sediments are being exported : hence the *idea of negative sedimentary balance*.

PART THREE. — THE REGIONAL DIVISIONS

General theme : here are assembled, in a regional presentation, the features which were shown separately in the foregoing chapters. In spite of the apparent disorder of the forms on the continental shelf, there is a general regulation which is more and more evident as the depth increases.

CHAPTER XII. — REGIONAL DIVISIONS OF THE IROISE SEA

I. **Molène Plateau, Sein Causeway :** two shallows swept by swell and currents. They are largely rocky, but not completely devoid of sediments and often covered by a thick growth of algae (euphotic zone).

II. **Two sheltered districts :**

A. **Bay of Douarnenez.** A detailed study of this well-defined environment. The distribution of sediments reflects the sheltered position. The North part, better protected from the long swells from the West because of its position behind Cap de la Chèvre, is covered

with fine sands (and Zostera meadows) and includes a small fraction of broken shells and silts. Sediments are coarser in the South part ; a study of the heavy minerals shows that the stock has an off-shore origin. The clay fraction of the silts is similar to what is found in the Grande Vasière of the Bay of Biscay.

B. **Entrance of the Goulet de Brest.** Very similar to Bay of Douarnenez. The distribution of sediments is largely explained by tidal currents. Both Douarnenez Bay and the entrance of Brest straights differ from Brest Road which is better sheltered and where the sedimentation, at least in the Eastern part, is very silty.

III. **The intermediate depths,** particularly the great sheet of slightly silty fine sands that covers the North part of Iroise at the foot of Pierres Noires Causeway. This unit is interpreted as a former delta of the Elorn river, related to the — 55 metres sea level. The occurrence of pyrophyllite in the silty fraction allows a comparison of this formation with present-day deposits of the Elorn river where it is also present. A seismic Boomer profile shows an abrasion platform at — 55 metres with a sandy cover approximatively 10 metres thick ; it is bounded by a small cliff.

CHAPTER XIII. — THE CONTINENTAL SHELF OF THE IROISE SEA (SOUTH PART OF THE CELTIC SEA)

Results of a research on board of RV Pelagia (1967), supplemented with the study of other samples collected by BOILLOT (research on board of RV Pluteus, and RV Job-Ha-Zélian) and analysed by the writer. Monotony of the sea bottom between — 100 and — 200 metres ; Completely sand-covered. Problem of the « red sands ». A morphology of sand waves and hydraulic dunes. The problem of the origin of the great sand banks at the edge of the continental shelf (La Chapelle, Shamrock, Parsons Bank) remains still unsolved.

CONCLUSION

Selection of the main conclusions of each chapter. Complex features on the continental shelf in its shallowest parts, and more simple forms at lower depths. The « continental platform » does not exist, at least above — 100 metres. The tidal currents, and locally the swell are to be taken into account to understand the distributional pattern of the sediments. The problem of the lower limit of swell action remains open ; it does not seem to the writer that it could exceed — 30 metres in this area.

Evolution of the region. Tentative in datation. Because of their appearance ob being freshcut, the coastal erosion notches at about — 90 metres and at — 55 metres seem to be related to the latest Würm oscillations.

Strong relationships between sedimentology and biology ; more information in this respect will be found in A. TOULEMONT's thesis.

BIBLIOGRAPHIE

Cette bibliographie comporte, outre toutes les références correspondant aux renvois du texte, les références de travaux qui ont été utilisés, même s'ils n'ont pas été cités.

1°) LIVRES ET ARTICLES

ALLAN (D.T.), 1961. — A magnetic survey in the Western English Channel. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, London, 117, pp. 157-170.

ALLEN (J.R.L.), 1966. — On bed forms and paleocurrents. *Sedimentology*, 6, pp. 153-190.

AMMIRATI (G.), 1968. — Recherches sur des niveaux sous-marins observés au large du Finistère. Mémoire de maîtrise, Fac. Lettres, Caen, 85 p. dactylographiées.

ANDREIEFF (P.), BOILLOT (G.), BUGE (E.) et GENNESSEAUX (M.), 1969. — La Couverture sédimentaire tertiaire à l'Ouest et au Sud-Ouest du Massif Armoricain. C.R. somm. Soc. Géol. Fr., pp. 158-160.

Anonyme, 1967. — Marée à Lampaul (île d'Ouessant). *Cahiers Océanog.*, T. 19, pp. 922-924.

BABIN (C.), DIDIER (J.), MOIGN (A.) et PLUSQUELLEC (Y.), 1969. — Goulet et Rade de Brest : essai de géologie sous-marine. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, (2), 11, pp. 55-64.

BABIN (Cl.) et PLUSQUELLEC (Y.), 1965. — Promenade géologique dans la presqu'île de Crozon. *Penn ar Bed*, (5), 40, pp. 13-23.

BARROIS (C.), 1876. — Note sur les traces de l'époque glaciaire en quelques points des côtes de Bretagne. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), 5, pp. 535-537.

BARROIS (C.), 1882. — Sur les plages soulevées de la côte occidentale du Finistère. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, 9, pp. 239-268.

BARROIS (C.), 1885. — Aperçu de la structure géologique du Finistère. *Bul. Soc. Géol. Fr.*, (3), 14, pp. 655-665.

BARROIS (C.), 1886. — Constitution de la Rade de Brest. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (3), 14, pp. 678-707.

BARTHE (A.), BOILLOT (G.) et DELOFFRE (R.), 1967. — Anticlinaux affectant le Crétacé à l'entrée de la Manche occidentale. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 264, pp. 2725-2728.

BATTISTINI (R.), 1954. — Description du relief et des formations quaternaires entre l'Aber Benoît et la baie de Goulven. *Bull. Com. Océanogr. et d'Etudes des Côtes*, 6, pp. 119-161.

BATTISTINI (R.), 1955. — Description du relief et des formations quaternaires entre l'anse des Blancs Sablons et l'Aber Benoît, et entre Brigognan et Saint-Pol-de-Léon. *Bull. Com. Océanogr. et d'Etudes des Côtes*, 7, pp. 64-78 et pp. 468-491.

BATTISTINI (R.) et MARTIN (S.), 1955. — Sur l'existence de deux périodes périglaciaires en Bretagne et dans les îles anglo-normandes. *C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 12-13.

BATTISTINI (R.) et MARTIN (S.), 1956. — La plate-forme à écueils du Nord-Ouest de la Bretagne, *Norois*, (3), 10, pp. 147-161.

BEAUGE (L.), 1937. — Relevés hydrographiques exécutés au cours des quatre premières croisières (du Président Théodore Tissier). *Rev. Trav. Off. Pêches Maritimes*, Paris, (10), 2, pp. 117-231.

BEIGBEDER (Y.), 1964 a. — Elaboration de cartes géomorphologiques et sédimentologiques du littoral du golfe Normand-Breton à l'échelle du 1/10 000 ; quelques problèmes et méthodes. C.R. 10° Congr. int. de Photogrammétrie. Lisbonne, *Bull. Soc. Fr. de Photogr.*, N° 15-16, pp. 161-166.

BEIGBEDER (Y.), 1964 b. — Contribution à l'étude géomorphologique et sédimentologique de la partie orientale de la Baie de Saint-Brieuc. Thèse 3e Cycle, *Mém. N° 14 du Laboratoire de l'Ecole Pratique des Hautes Etudes*, 342 p.

BEIGBEDER (Y.) et VERGER (F.), 1967. — Essai de cartographie de la géomorphologie dynamique de la Pointe d'Arcay, en Vendée. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, (2), 9, pp. 409-414.

BELDERSON (R.H.), 1964. — Holocene sedimentation in the western half of the Irish Sea. *Marine Geol.*, 2, pp. 147-163.

BERTHOIS (L.), 1938. — Etude de l'influence des courants sur les dépôts marins. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 207, pp. 195-197.

BERTHOIS (L.), 1946 a. — Recherches sur les sédiments du plateau continental atlantique. *Ann. Inst. Océanogr.*, Paris, T. 23 (I), pp. 1-63.

BERTHOIS (L.), 1946 b. — Les variations du niveau marin sur le Plateau continental celtique. *Bull. Soc. Sc. de Bretagne*, T. 21, pp. 32-35.

BERTHOIS (L.), 1950 a. — Contribution à l'étude lithologique des galets du fond de la Manche. *Cahiers du C.R.E.O.*, Paris, n° 3, pp. 1-8.

BERTHOIS (L.), 1950 b. — Méthode d'étude des galets. Applications à l'étude de l'évolution des galets marins actuels. *Rev. Géom. dyn.*, pp. 199-225.

BERTHOIS (L.), 1951. — Façonnement et granulométrie des galets marins au Delec près Brest (Finistère). *Rev. Géom. dyn.*, T. 2, pp. 259-275.

BERTHOIS (L.), 1952. — Abaques pour le calcul des indices des galets. *Ibid.* T. 3 (4), pp. 199-205.

BERTHOIS (L.), 1954. — Contribution à l'étude des schistes cristallins des environs de Brest (Finistère). *Bull. Soc. Linn. Normandie*, T. 9 (7), pp. 3-18.

BERTHOIS (L.), 1955 a. — Contribution à l'étude de la sédimentation et de la géologie sous-marine dans le golfe de Gascogne. *Rev. Trav. Inst. Pêches marit.*, Paris, T. 19 (4), pp. 501-579.

BERTHOIS (L.), 1955 b. — Etude lithologique des sédiments récoltés par le Président-Théodore-Tissier en rade de Brest et en Manche (campagne 1949). *Ibid.*, Paris, T. 19 (4), pp. 467-499.

BERTHOIS (L.), 1957. — Recherches sur les sédiments de la mer du Nord et de la mer d'Irlande. *Ibid.*, Paris, T. 21, pp. 485-554.

BERTHOIS (L.), 1958. — Technique de l'analyse granulométrique. Ecole Prat. Hautes Et., Paris, Labo. de Géomorphol., Mém. n° 6, 76 p., et les « cours de Sorbonne », Paris, C.D.U., 64 p.

BERTHOIS (L.), 1959 a. — Remarques sur les rides sous-marines. *Rev. Trav. Inst. Pêches marit.*, Paris, T. 23 (2), pp. 225-239.

BERTHOIS (L.), 1959 b. — Les formations périglaciaires de la région de Lanvéoc (Finistère). *Bull. Soc. Sc. de Bretagne,* T. 34, pp. 171-173.

BERTHOIS (L.), 1960. — La répartition des sédiments actuels sur les plates-formes continentales. *Comptes Rendus Ac. Sc., Paris,* T. 250, pp. 2239-2240.

BERTHOIS (L.), 1964. — Recherches sur les modalités d'usure des débris organogènes calcaires. *Bull. Soc. Géol. Fr.,* T. 6 (7), pp. 461-466.

BERTHOIS (L.), 1965. — Recherches sur le comportement hydraulique des débris organogènes. *Sedim.,* n° 4, pp. 327-342.

BERTHOIS (L.) et AUFFRET (G.), 1968. — Contribution à l'étude des conditions de la sédimentation dans la rade de Brest. *Cahiers océanog.* T. 20, n° 10, pp. 893-920.

BERTHOIS (L.) et BRENOT (R.), 1960. — La morphologie sous-marine du talus du plateau continental entre le Sud de l'Irlande et le Cap Ortegal (Espagne). *J. Cons. International Explor. mer,* 25, pp. 111-114.

BERTHOIS (L.) et BRENOT (R.), 1962. — Bathymétrie du secteur atlantique, du Banc Porcupine (Ouest de l'Irlande) au Cap Finisterre (Espagne). *Rev. Trav. Inst. Pêch. Marit.,* 26, pp. 219-246.

BERTHOIS (L.), BRENOT (R.) et AILLOUD (P.), 1965. — Essai d'interprétation morphologique et géologique de la pente continentale à l'Ouest de la Péninsule Ibérique. *Rev. Trav. Inst. Pêches marit.,* Paris, T. 29 (3), pp. 321-342 et 343-350.

BERTHOIS (L.) et DANGEARD (L.), 1929. — Formations quaternaires aux environs du Conquet et de Lanildut. *Bull. Soc. Géol. Minér. Bret.,* Rennes, T. 10, pp. 44-77.

BERTHOIS (L.) et FURNESTIN (J.), 1937. — Etude des sédiments dragués par le Président-Théodore-Tissier (Plateau continental celte, Manche et mer du Nord). *Comptes Rendus Ac. Sc.,* Paris, T. 204, pp. 1876-1878.

BERTHOIS (L.) et FURNESTIN (J.), 1938. — Etude des sédiments dragués par le Président-Théodore-Tissier. *Rev. Trav. off. Pêches marit.,* Paris, T. 11 (3), pp. 381-424.

BERTHOIS (L.) et GUILCHER (A.), 1959. — Les bancs de Saint-Marc et du Moulin Blanc (rade de Brest) et remarques sur la sédimentation du Maërl (*Lithothamnium calcareum*). *Bull. Inf. C.O.E.C.,* Paris, T. 9, pp. 13-23.

BERTHOIS (L.) et GUILCHER (A.), 1961. — Etude de sédiments et fragments de roches draguées sur le banc Porcupine et à ses abords (Atlantique du Nord-Est). *Rev. Trav. Inst. Pêches marit.,* Paris, T. 25 (3), pp. 355-385.

BERTHOIS (L.) et LE CALVEZ (Y.), 1959. — Deuxième contribution à l'étude de la sédimentation dans le golfe de Gascogne. *Rev. Trav. Inst. Pêches marit.,* Paris, T. 23 (3), pp. 323-377.

BERTHOIS (L.) et MILON (Y.), 1932. — Note préliminaire sur l'origine des limons quaternaires du Finistère. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.,* pp. 55-56.

BERTHOIS (L.) et PORTIER (J.), 1957. — Recherches expérimentales sur le façonnement des grains de sables quartzeux. *Comptes Rendus Ac. Sc.,* Paris, T. 245, pp. 1152-1154.

BIGNOT (G.) et HOMMERIL (P.), 1964. — Contribution à l'étude du Lutétien entre les îles anglo-normandes et le Cotentin. *Rev. Soc. Sav. de Haute-Normandie, Sciences,* 36, pp. 17-28.

BILLY (C.), 1964. — Etude minéralogique des sables côtiers de la Manche entre l'estuaire de la Dives et l'estuaire de la Somme. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.,* (2), 6, pp. 123-154.

BIROT (P.), 1955. — Les méthodes de la morphologie. Paris, P.U.F., collection « Orbis », 175 p.

BIROT (P.), 1968. — Précis de géographie physique générale. Paris, A. Colin, 340 p.

BIROT (P.), HENIN (S.), GUILLIEN (Y.) et DELVERT (J.), 1962. — Contribution à l'étude de la désagrégation des roches. Paris, C.D.U., 232 p.

BLACK (M.), 1962. — Fossil coccospheres from a tertiary outcrop on the continental slope. *Geol. Mag.*, London, 99, pp. 123-129.

BLANC (J.J.), 1958 a. — Recherches de sédimentologie littorale et sous-marine en Provence occidentale. *Ann. Inst. Océan.*, Paris, T. 35, pp. 1-140.

BLANC (J.J.), 1958 b. — Recherches sédimentologiques en Méditerranée. *Ann. Inst. Océan.*, Paris, T. 34, pp. 92-126 et 158-211.

BLOIS (J.C.), FRANCAZ (J.M.), GAUDICHON (M. et S.) et LE BRIS (L.), 1961. — Observations sur les herbiers de Zostères de la région de Roscoff. *Cah. Biol. Mar.*, Paris, T. 2, pp. 223-262.

BOILLOT (G.), 1960 a. — La répartition des fonds sous-marins au large de Roscoff (Finistère). *Cah. Biol. Mar.*, Paris, T. 1, pp. 3-23.

BOILLOT (G.), 1960 b. — Sur le Permo-Trias en place sous l'Eocène au large de Roscoff (Finistère) et sur la signification des fosses de la Manche occidentale. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 251, pp. 2219-2221.

BOILLOT (G.), 1961 a. — La répartition des sédiments en baie de Morlaix et en baie de Siec. *Cah. Biol. Mar.*, Paris, T. 2, pp. 53-66.

BOILLOT (G.), 1961 b. — La répartition des fonds sous-marins dans la Manche occidentale. *Cah. Biol. Mar.*, Paris, T. 2, pp. 187-208.

BOILLOT (G.), 1961 c. — Sur une nouvelle fosse de la Manche occidentale, la « fosse de l'île Vierge ». *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 252, pp. 156-158.

BOILLOT (G.), 1963 a. — Sur une nouvelle fosse de la Manche occidentale, la fosse du Pluteus. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 257, pp. 3448-3451.

BOILLOT (G.), 1963 b. — Sur la fosse de la Hague (Manche centrale). *Comptes Rendus Ac, Sc.*, Paris, T. 257, pp. 3963-3966.

BOILLOT (G.), 1963 c. — Sur la fosse centrale de la Manche. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 257, pp. 4199-4202.

BOILLOT (G.), 1964. — Géologie de la Manche occidentale. Fonds rocheux, dépôts quaternaires, sédiments actuels. Thèse, Sciences, Paris, *Ann. Inst. Oc.*, T. 42, pp. 1-220.

BOILLOT (G.), 1965. — Organogenic gradients in the study of neritic deposits of biological origin : the example of the western English Channel. *Mar. Geol.*, T. 3, pp. 359-367.

BOILLOT (G.) et HORN (R.), 1966. — Prospection sismique de la Fosse d'Ouessant (Manche occidentale) par la méthode « Sparker ». *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 263, pp. 1677-1680.

BOILLOT (G.) et LE CALVEZ (Y.), 1961. — Etude de l'éocène au large de Roscoff (Finistère) et au sud de la Manche occidentale. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, Paris, T. 4, fasc. 2, pp. 15-30.

BOILLOT (G.) et MARIE (P.), 1962. — Stratigraphie du Crétacé supérieur dans la Manche occidentale. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 254, pp. 2401-2403.

BOILLOT (G.) et MILLOT (G.), 1962. — Sur une formation « sidérolithique » en place sous le Lutétien au large de Roscoff. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 254, pp. 3008-3010.

BORDET (P.) et CHAURIS (L.), 1965. — Triclinisme lié à une zone d'écrasement dans les feldspaths potassiques du granite de l'Aber Ildut (Finistère). *Bull. Soc. fr. Minéral. et Cristal.*, Paris, T. 88, pp. 527-528.

BOULANGER (D.), ROUVILLOIS (A.), PINOT (J.-P.) et STREIFF (G.), 1968. — Géologie, sédimentologie et microfaune de la butte d'Ar Vein située à 30 km au S.W. de Penmarc'h par 105 m de fond. *Cah. Océan.*, (10), 3, pp. 217-223.

BOURCART (J.), 1938. — La Marge continentale. Essai sur les régressions et transgressions marines. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), T. 8, pp. 393-474.

BOURCART (J.), 1941. — Essai d'une classification raisonnée des matériaux meubles. *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), T. 11, pp. 117-153.

BOURCART (J.), 1947 a. — Sur les causes de pénéplanation du Pays de Léon (Finistère). *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 224, pp. 1337-1339.

BOURCART (J.), 1947 b. — La sédimentation dans la Manche. Session extraordinaire de la Soc. Belge de Géologie, 19-26 sept., Bruxelles, pp. 14-43.

BOURCART (J.), 1947 c. — Sur les vases du plateau continental français. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 225, pp. 137-139.

BOURCART (J.), 1947 d. — Les sables roux du plateau continental français. *Ibid.*, Paris, T. 225, pp. 316-318.

BOURCART (J.), 1947 e. — La répartition des sédiments dans la zone néritique. *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 325-327.

BOURCART (J.), 1948. — Le Quaternaire des grèves de Roscoff (Finistère). *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), T. 18, pp. 181-197.

BOURCART (J.), 1949. — Géographie du fond des mers. Etude du relief des océans. Paris, Payot, 303 p.

BOURCART (J.), 1955. — Etude des échantillons récoltés en juillet-août 1946, par le Président-Théodore-Tissier. *Rev. Trav. Inst. Pêches Marit.*, Paris, T. 19, (4), pp. 447-464.

BOURCART (J.), 1956. — Transgressions et régressions marines. Le point de vue d'un océanographe. *Bull. Soc. Belge de Géol.*, T. 65, pp. 138-164.

BOURCART (J.), 1958. — Problèmes de géologie sous-marine. Le Précontinent. Le littoral et sa protection. La stratigraphie sous-marine. Paris, Masson, 127 p.

BOURCART (J.) et BOILLOT (G.), 1960. — La répartition des sédiments dans la baie du Mont Saint-Michel. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, Paris, (2), vol. III, pp. 189-199.

BOURCART (J.), GUILCHER (A.) et TRICART (J.), 1950. — Découverte d'une grotte marine avec galets vers 135 m au Menez-Luz en Telgruc (Finistère). *C.R. Somm. Soc. Géol. Fr.* (5), T. 20, pp. 158-160.

BOURCART (J.) et MARIE (P.), 1951. — Sur la nature du « Rebord continental » à l'ouest de la Manche. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 232, pp. 2346-2348.

BOUYSSE (P.) et VANNEY (J.R.), 1966. — La baie de la Vilaine, étude sédimentologique et morphologique. *Cah. Océan.*, (18), 4, pp. 319-341.

BRADSHAW (J.D.), 1963. — The lower paleozoic and lowest devonian rocks of the Crozon peninsula (Finistère). Thèse Sciences inédite, Université de Londres, 234 p.

BRADSHAW (J.D.), RENOUF (J.T.) et TAYLOR (R.T.), 1967. — The development of Brioverian structures and Brioverian- Paleozoic relationships in west Finistère (France), *Geologische Rundschau*, Bd 56, pp. 567-596.

BRIQUET (A.), 1930. — Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique. Thèse Lettres, Paris, 486 p.

BRIQUET (A.), 1936-1940. — Chronologie du Quaternaire de l'Europe occidentale, *Bull. Soc. Géol. Fr.* (5), 6, 1936, pp. 403-417 et *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 1940, pp. 89-90.

BROCHU (M.), 1959. — Nouvel indice d'émoussé des sédiments meubles. *Rev. Canad. de Géogr.* 13, pp. 143-145.

BULLARD (E.C.) et GASKELL (T.F.), 1941. — Submarine seismic investigations. *Proc. Roy. Soc.*, London, A., T. 177, pp. 476-499.

CABIOC'H (J.), 1966. — Contribution à l'étude morphologique, anatomique et systématique de deux Mélobésiées. Lithothamnium calcareum (Pallas) Areschoug et Lithothamnium corallioides Crouan. *Botanica marina*, 9, pp. 33-53.

CABIOC'H (L.), 1961. — Etude de la répartition des peuplements benthiques au large de Roscoff. *Cah. Biol. Mar.*, Paris, T.2, pp. 1-40.

CABIOC'H (L.), 1968. — Contribution à la connaissance des peuplements benthiques de la Manche occidentale. Thèse Sc., Paris et *Cahiers de Biol. Mar.* vol. 9, pp. 493-720.

CAILLEUX (A.), 1938. — Actions éoliennes quaternaires en France et notamment dans le Massif armoricain. *Bull. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne*, Rennes, N° sp., pp. 42-48.

CAILLEUX (A.), 1942. — Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, T. 21, pp. 1-176.

CAILLEUX (A.), 1943. — Distinction des sables marins et fluviatiles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), T. 13, pp. 125-138.

CAILLEUX (A.), 1945. — Distinction des galets marins et fluviatiles. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), T. 15, pp. 375-404.

CAILLEUX (A.), 1947. — L'indice d'émoussé : définition et première application. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 251-252.

CAILLEUX (A.), 1952. — L'indice d'émoussé des grains de sable et grès. *Rev. Géom. Dyn.*, (3), 2, pp. 78-87.

CAILLEUX (A.), 1954 a. — Ampleur des régressions glacioeustatiques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), T. 4, pp. 243-254.

CAILLEUX (A.), 1954 b. — Limites dimensionnelles et noms des fractions granulométriques. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (6), T. 4, pp. 643-646.

CAILLEUX (A.) et EHRLICH (A.), 1965. — Contribution à l'étude de la très haute plage ancienne du Menez Lus (Finistère). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 255-256.

CAILLEUX (A.) et TRICART (J.), 1959. — Initiation à l'étude des sables et galets. Paris, C.D.U., 376 p.

CARRUTHERS (J.N.), 1927. — Investigations upon the water movements in the English Channel, summer 1924. *Journ. Mar. Biol. Ass. U.K.*, T.14, pp. 685-721.

CARRUTHERS (J.N.), 1958. — A Leaning-tube current Indicator (« Pisa »). *Bull. Inst. Océan.* Monaco, N° 1126, 34 p.

CARRUTHERS (J.N.), 1961. — A simple current-measuring bottle for fishermen. *Fishing News*, 12 mai, pp. 1-4.

CARRUTHERS (J.N.), 1962. — Measurements of ocean bed currents. *Nature*, (195), N° 4845, pp. 976-981.

CARRUTHERS (J.N.), 1963. — History, sand waves and near-bed currents of La Chapelle Bank, *Nature,* (197), N° 4871, pp. 942-946.

CARTWRIGHT (D.), 1959. — On submarine sandwaves and tidal ice Waves. *Proc. Roy. Soc.,* London, A., T. 253, pp. 318-341.

CARTWRIGHT (D.), et STRIDE (A.H.), 1958. — Large sand waves near the edge of the continental shelf. *Nature,* (181), p. 41.

CHAPUT (E.), 1928. — Les terrasses marines des régions atlantiques françaises. Congr. Géogr. Intern., Cambridge, 2 rapp. comm. terr. plioc. pleistoc., pp. 69-82.

CHARLESWORTH (J.K.), 1957. — The Quaternary Era, with special reference to its glaciation. E. Arnold, édit., London, 1700 p.

CHAURIS (L.), 1965 a. — Sur la structure des massifs granitiques du Nord-Ouest du Pays de Léon (Finistère). *Comptes Rendus Ac. Sc., Paris,* T. 260, pp. 4351-4353.

CHAURIS (L.), 1965 b. — Sur l'importance des phénomènes de cisaillement dans la tectonique du Pays de Léon (Finistère). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* p. 126.

CHAURIS (L.), 1965 c. — Sur la répartition et la structure de certains granites hercyniens tardifs en Bretagne occidentale. *Comptes Rendus Ac. Sc.,* Paris, T. 260, pp. 5826-5828.

CHAURIS (L.), 1966. — Vue d'ensemble sur la géologie de l'île d'Ouessant (Finistère). *Bull. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne,* 1964-1965, Nouvelle série, nov. 1966, pp. 87-119.

CHAURIS (L.), 1967 a. — Gravimétrie et métallogénie granitique dans le Massif Armoricain. *Mémoire du B.R.G.M.,* N° 52, pp. 43-54.

CHAURIS (L.), 1967 b. — Les grandes lignes du Pays de Léon (Finistère) et la gravimétrie. *Mémoire du B.R.G.M.,* N° 52, pp. 55-63.

CHAURIS (L.), 1967 c. — Les gisements d'étain du Pays du Léon (Finistère). *Penn ar Bed,* 6, 49, pp. 59-68.

CHAURIS (L.), 1969. — Les confins occidentaux du Pays de Léon : Archipel de Molène et Chaussée des Pierres Noires. *Bull. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne,* pp. 119-145.

CHAURIS (L.) et MICHOT (J.), 1965. — Sur la nature des « gneiss de Brest » et sur leurs relations avec les quartzophyllades de l'Elorn et les micaschistes du Conquet. *Comptes Rendus Ac. Sc.,* Paris, T. 260, pp. 240-242.

CHAURIS (L.) et LE BAIL (F.), 1968. — Observations minéralogiques en Basse-Bretagne, *Penn ar Bed.,* 54, pp. 293-296.

COGNE (J.), 1954. — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale : à propos des « hälleflints ». *Bull. Soc. Géol. Fr.,* (6), 4, pp. 729-737.

COGNE (J.), 1960. — Schistes cristallins et granites en Bretagne méridionale. Le domaine de l'anticlinal de Cornouaille. Thèse Sciences, Paris, Mémoire Serv. carte géol. Fr., 382 p.

COGNE (J.), 1962 a. — La Sizunite (Cap Sizun, Finistère) et le problème de l'origine des lamprophyres. *Bull. Soc. Géol. Fr.,* (7), 4, pp. 141-156.

COGNE (J.), 1962 b. — Le Briovérien : Esquisse des caractères de l'Antécambrien récent dans le Massif Armoricain, *Bull. Soc. Géol. Fr.,* (7), 4, pp. 413-430.

COGNE (J.), 1966. — Les grands cisaillements hercyniens dans le Massif Armoricain et les phénomènes de granitisation. « Etages tectoniques », Colloque de Neufchâtel, 18-21 avril 1966, pp. 179-192.

COLLIN (L.), 1912. — Etude de la région dévonienne occidentale du Finistère. Thèse, Sciences, Brest, 470 p.

COLLIN (L.), 1915-1919. — Evolution de la côte Ouest du Finistère pendant l'époque quaternaire. *Bull. Soc. Sc. Nat. de l'Ouest de la Fr.*, T. 5, pp. 1-21.

COLLIN (L.), 1921-1923. — Géologie probable du fond de la Rade de Brest et de ses environs. *Bull. Soc. Géol. et Minéralogique de Bretagne.* T. 2, pp. 354-372, T. 4, pp. 85-101.

COLLIN (L.), 1923. — La vallée sous-marine de l'Elorn. *Ass. Fr. Av. Sciences,* 47e sess., Bordeaux, pp. 401-406.

COLLIN (L.), 1924. — Un ancien cours de l'Aulne. *Ann. Géogr.*, T. 33, pp. 171-173.

COLLIN (L.), 1926. — La dépression de Morgat à Lostmarch, ancien passage de l'Aulne-Aber. *Bull. Soc. Géol. et Minéralogique de Bretagne,* T. 7, pp. 135-138.

COLLIN (L.), 1934. — Les vallées sous-marines de la côte Ouest du Finistère. *Bull. Soc. Oc. de Fr.*, Paris, T. 77 et 78, pp. 1355-1360 et 1361-1370.

COLLIN (L.), 1935 a. — Le Plateau de Molène. *Comptes Rendus Séances Soc. Géol. et Minéralogique de Bretagne,* janv., pp. 2-3.

COLLIN (L.), 1935 b. — Etudes des îles de Bannec et de Balanec (Plateau de Molène). *Ibid.*, T. 1, fasc. 4, pp. 2-3.

COLLIN (L.), 1935 c. — Formations quaternaires de la côte de la Presqu'île de Crozon. *Ibid.*, T. 1, fasc. 5, pp. 1-3.

COLLIN (L.), 1936 a. — L'Ile de Sein. *Ibid.*, T. 2, fasc. 1, pp. 8-10.

COLLIN (L.), 1936 b. — Formations quaternaires de l'Ouest du Finistère. *Bull. Soc. Géol. et Minéralogique de Bretagne,* 69 p.

COLLIN (L.), 1936 c. — Formations quaternaires de la côte Nord de la Presqu'île de Crozon. *Comptes Rendus Séances Soc. Géol. et Minéralogique de Bretagne.* T. 2, fasc. 4, pp. 2-4.

COLLIN (L.), 1940. — Morphologie des côtes du Finistère en rapport avec la nature géologique du sol. *Bull. Soc. Géol. et Minéralogique de Bretagne,* 72 p.

COOPER (L.H.N.), 1960 a. — The water flow into the Englisch Channel from the South-West. *Journ. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 39, pp. 173-208.

COOPER (L.H.N.), 1960 b. — Exchanges of water between the English Channel and Bristol Channel around Land's End. *Journ. Mar. Biol. Ass.*, 39, pp. 637-665.

COOPER (L.H.N.), 1960 c. — Some theorems and procedures in shallow-water oceanography applied to the Celtic Sea. *Journ. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 39, pp. 155-171.

COOPER (L.H.N.), 1961. — The oceanography of the Celtic Sea. *Journ. Mar. Biol. Ass. UK.*, 40, pp. 223-233 et 235-270.

COOPER (L.H.N.) et VAUX (D.), 1949. — Cascading over the continental slope of water from the Celtic Sea, *Journ. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 28, pp. 719-750.

COOPER (L.H.N.), LAWFORD (A.L.) et VELEY (V.F.C.), 1960. — On variations in the current at the Seven Stones Light Vessel. *Journ. Mar. Biol. Ass. U.K.*, 39, pp. 659-665.

CORBEL (J.), 1957 a. — Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Etude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires. *Inst. d'études Rhodaniennes, Mém. et doc.*, Lyon, N° 12, 541 p.

CORBEL (J.), 1957 b. — A propos d'une vallée fossile à Ouessant. *Norois,* (4), 16, pp. 508-509.

CORLAY (J.P.), 1967. — Les environs de l'île d'Ouessant et du plateau de Molène (Finistère). Etude de morphologie et de sédimentologie sous-marine. D.E.S. inédit, Fac. des Lettres de Caen, 114 p. dactylographiées.

COTTON DE BENNETOT (M.), 1969. — Etude sédimentologique et morphologique de l'estuaire du Goayen (Finistère). *Cah. Océan.,* (21), 4, 355-377.

COTTON DE BENNETOT (M.), GUILCHER (A.) et SAINT-REQUIER (A.), 1965. — Morphologie et sédimentologie de l'Aber Benoît (Finistère). *Cah. Océan.* (17), 6, pp. 377-387.

COURTOIS (G.), GIRESSE (P.) et LARSONNEUR (C.), 1968. — Contribution des traceurs radioactifs à la connaissance des déplacements des mégarides estuariennes. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* pp. 272-273.

CURRAY (J.R.), 1961. — Late Quaternary sea level : a discussion. *Geol. Soc. Am. Bull.* 72, 1707-1712.

CURRAY (J.R.), 1969. — Quaternary influence, coast and continental shelf of Western U.S.A. and Mexico. Colloque sur les rivages et plates-formes continentales dans leurs relations réciproques au Quaternaire, Congr. INQUA, Paris, sous presse.

CURRAY (J.R.), MOORE (D.G.), BELDERSON (R.H.) et STRIDE (A.H.), 1966. — Continental margin of Western Europe : slope progradation and erosion, *Science,* 154, pp. 265-266.

CURRY (D.), 1960. — Eocene limestones to the West of Jersey. *Geol. Mag.,* London, (97), 4, pp. 289-298.

CURRY (D.), 1962. — A Lower Tertiary outlier in the central English Channel, with notes on the beds surrounding it. *Quart. J. Geol. Soc.,* London, (118), 2, pp. 117-205.

CURRY (D.), MARTINI (E.), SMITH (A.J.) et WHITTARD (W.F.), 1962. — The geology of the western approaches of the English Channel. I. Chalky rocks from the upper reaches of the continental slope. *Phil. Trans. Roy. Soc.,* London, B, N° 724, (245), pp. 267-290.

DANGEARD (L.), 1923. — Quelques observations sur la nature géologique et l'origine des surfaces pierreuses de la Manche. *Bull. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne,* Rennes, T. 4, pp. 44-46.

DANGEARD (L.), 1929. — Observations de géologie sous-marine et d'océanographie relatives à la Manche. *Ann. Inst. Océan.,* Paris, N.S., T.4, 1, 296 p.

DANGEARD (L.), 1936. — Sur la définition d'un étage normannien. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* pp. 164-166.

DANGEARD (L.) et BERTHOIS (L.), 1929. — Note préliminaire sur les formations quaternaires de la vallée de la Rance. Ass. Fr. pour l'Av. des Sc., Le Havre, pp. 390-392.

DANGEARD (L.) et GRAINDOR (M.), 1956. — L'étage normannien et ses divisions. *Comptes Rendus Ac. Sc.,* Paris, T. 242, pp. 1744-1745.

DANGEARD (L.) et HOMMERIL (P.), 1964. — Le grès calcaire normannien de Bernières-sur-Mer (Calvados) et les dépôts associés. Datation au C 14. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* pp. 126-127.

DANGEARD (L.) et RIOULT (M.), 1965. — Le domaine de la géologie marine et ses frontières : confrontation de l'océanographe et du géologue. Colston papers, (17), Proc. of the 7e symp. of the Colst. Res. Soc., Bristol, pp. 83-106.

DAY (A.A.), 1958. — The pre-tertiary geology of the western approaches of the English Channel. *Geol. Mag.*, London, T. 95, pp. 137-148.

DAY (A.A.), 1959. — The continental margin between Brittany and Ireland. *Deep Sea research*, T. 5, pp. 249-265.

DAY (A.A.), HILL (M.N.), LAUGHTON (A.S.) et SWALLOW (J.C.), 1956. — Seismic prospecting in the western approaches of the English Channel. *Quart. J. Geol. Soc.*, London, (112), pp. 15-44.

DEFANT (A.), 1961. — Physical oceanography. Pergamon Press, London, 2 vol. 729 + 598 p.

DELESSE (M.), 1871. — Lithologie des mers de France et des principales mers du globe, Paris, 2 vol. 479 + 136 p.

DENIZOT (G.), 1948. — Leçons sur les temps quaternaires, Paris, C.D.U., 123 p.

DENIZOT (G.), 1949. — Coordination du Quaternaire de France. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (5), T 19, pp. 223-.244.

DEPERET (C.), 1918 à 1922. — Essai de coordination chronologique des temps quaternaires. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 166, pp. 884-889 ; T. 167, pp. 418-422 et 979-984 ; T. 168, pp. 868-873 ; T. 170, pp. 159-163 ; T. 171, p. 212.

DEUTSCH (S.) et CHAURIS (L.), 1965. — Age de quelques formations cristallophylliennes et granitiques du Pays de Léon (Finistère). *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 260, pp. 615-617.

DIETRICH (G.), 1950 a. — Die anomale Jahresschwankung der Wärmeinhalts im Englischen Kanal, ihre Ursachen und Auswirkungen. *Dtsch. Hydr. Zeit.*, Bd 3, 3/4, pp. 184-201.

DIETRICH (G.), 1950 b. — Die natürlichen Regionen von Nord-und Ostsee auf hydrographischer Grundlage. *Kieler Mittel.*, 7, pp. 35-69.

DIETRICH (G.), 1951. — Influences of tidal streams on oceanographic and climatic conditions in the sea as exemplified by the English Channel. *Nature*, London, 168, p. 8.

DIETRICH (G.), 1959. — Ozeanographie. Physische Geographie des Weltmeeres. Berlin, Westermann, 96 p.

DIETZ (R.S.), 1961. — Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor. *Nature*, London, 190, pp. 854-857.

DIDIER (J.) et JONIN (M.), 1967. — Les galets de basalte de la pointe de Pern (Ile d'Ouessant). *Bull. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne*, pp. 85-86.

DINGLE (R.V.), 1965. — Sand waves in the North Sea mapped by continuous reflection profiling. *Marine geol.*, (3), 6, pp. 391-400.

DOLET (M.), GIRESSE (P.) et LARSONNEUR (C.), 1965. — Sédiments et sédimentation dans la Baie du Mont Saint-Michel. *Bull. Soc. Linn. Normandie*, (10), 6, pp. 51-65.

DONOVAN (D.T.) et COOPER (L.H.N.), 1966. — Irish Sea and Celtic Sea, in FAIRBRIDGE (R.W.), éd. The Encyclopedia of Oceanography, New-York, Reinhold, pp. 408-413.

DONOVAN (D.T.) et STRIDE (A.H.), 1961. — Erosion of a rock floor by tidal streams. *Geol. Mag.*, London, (98), 5, pp. 393-398.

DRAPER (L.), 1967. — Wawe activity at the sea bed around north western Europe. *Marine Geol.*, (5), pp. 133-140.

DRESCH (J.), 1956. — Dépressions fermées encaissées en régions sèches, spécialement en Afrique du Nord. C.R. du 18e Congr. Inter. de Géogr., Rio-de-Janeiro, pp. 222-228.

DUBOIS (G.), 1924. — Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. *Mém. Soc. Géol. Nord,* Lille, T. 8, 1, 357 p.

DUPEUBLE (P.A.), 1964. — Les minéraux lourds de quelques sédiments actuels de la région de Roscoff. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* pp. 260-261.

DUPLAIX (S.), 1946. — Les minéraux lourds de quelques sables du Finistère. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* pp. 132-133.

DUPLAIX (S.), 1958. — Détermination microscopique des minéraux des sables (2e éd.), Paris, Béranger, 96 p.

DUPLAIX (S.) et BOILLOT (G.), 1968. — Sur la minéralogie et l'origine des sables siliceux contenus dans les sédiments de la Manche occidentale. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.* (10), 2, pp. 147-161.

DURAND (S.), 1960. — Le tertiaire de Bretagne. *Mém. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne,* Rennes, T. 12, 389 p.

EKMANN (W.), 1905. — On the influence of the earth's rotation on ocean currents. *Ark. Mat. Astr. Och. Fysik. Sv. Ak.,* vol. 2, Stokholm, 11 p.

ELHAI (H.), 1952. — Morphologie du littoral breton entre Dahouët et Saint-Cast. *Bull. C.O.E.C.,* pp. 389-402.

ELHAI (H.), 1958. — Le littoral du Nord du Cotentin. *Norois,* (5), 17, pp. 5-19.

ELHAI (H.), 1959. — Les dunes de l'Ouest du Cotentin. *Cah. Océan.* (11), 4, pp. 231-245.

ELHAI (H.), 1960. — A propos des niveaux marins quaternaires en Normandie. *Bull. Soc. Linn. de Normandie,* (10), 1, pp. 137-145.

ELHAI (H.), 1963. — La Normandie occidentale, entre la Seine et le golfe normand-breton, étude morphologique. Bordeaux, Bière imp., 624 p.

EMERY (K.O.), 1958. — Shallow submerged marine terraces of southern California. *Bull. Geol. Soc. of Amer.,* 69, pp. 39-60.

EMERY (K.O.) et MILLIMAN (D.), 1969. — Quaternary sediments of the Atlantic continental shelf of the United States. Colloque sur les rivages... au Quaternaire, Congr. INQUA, Paris, sous presse.

ERNST (J.), 1955. — Sur la végétation sous-marine de la Manche, d'après des observations en scaphandre autonome. *Comptes Rendus Ac. Sc.,* Paris, T. 241, pp. 1066-1068.

EWING (M.), WORZEL (J.L.), STEENLAND (N.C.) et PRESS (F.), 1950. — Geophysical investigation in the emerged and submerged atlantic coastal plain. *Bull. Soc. Geol. of Amer.,* T. 61, pp. 877-892.

FAIRBRIDGE (R.W.), 1958. — Dating the latest movements of the quaternary sea level. *Trans. of the N.Y. Ac. of Sc.,* 2e sér., (20), 6, pp. 471-482.

FAIRBRIDGE (R.W.), 1961 a. — Eustatic changes in sea level. In Physics and Chemistry of the Earth, Pergamon Press, London, vol. 4, pp. 99-185.

FAIRBRIDGE (R.W.), 1961 b. — Radiation solaire et variations cycliques du niveau marin. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.,* Paris, (2), 4, pp. 2-14.

FAIRBRIDGE (R.W.) et RICHARDS (G.), 1969. — Eastern coast and shelf of south America. Colloque sur les rivages... au Quaternaire, Congr. INQUA, Paris, sous presse.

FAURE (H.) et ELOUARD (P.), 1967. — Schéma des variations du niveau de l'océan Atlantique sur la côte de l'Ouest de l'Afrique depuis 40.000 ans. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 265, pp. 784-787.

FLOC'H (J.Y), 1967. — Cartographie de la végétation marine et observations écologiques dans l'archipel de Molène (Finistère). Thèse Sciences, Brest, 13 cartes.

FOLK (R.L.), 1966. — A review of grain size parameter. *Sedimentology*, (6), 2, pp. 73-94.

FRANCIS-BOEUF (C.), 1938. — Le problème du plateau continental et des vallées sous-marines. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, Paris, (11), 3, pp. 254-285.

FRANCIS-BOEUF (C.), 1942. — Les phénomènes de sédimentation dans les estuaires. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, Paris, pp. 64-78.

FRANCIS-BOEUF (C.), 1947. — Recherches sur le milieu fluvio-marin et les dépôts d'estuaires, *Ann. Inst. Océan.*, Paris, (22), 3, pp. 149-344.

FURNESTIN (J.), 1937. — Comptes rendus des dragages géologiques de la quatrième croisière du Président-Théodore-Tissier (8 mai-11 juillet 1935). *Rev. Trav. Off. Pêches Marit.*, Paris, (10), 2, pp. 233-258.

FURNESTIN (J.), 1939-1943. — Remarques sur la géologie sous-marine du plateau continental de la Mer Celtique et de la Mer du Nord. *Rev. Trav. Off. Pêches Marit.*, Paris, (13), pp. 479-489.

GAUTIER (M.), 1948. — La Bretagne centrale : étude géographique. Thèse, La Roche-sur-Yon, 453 p.

GAUTIER (M.), 1958. — Excursion géologique et géographique dans la presqu'île de Crozon. *Penn ar Bed*, (5), 14, pp. 10-17.

GAUTIER (M.), 1961. — La répartition des fonds sous-marins au large de Roscoff (Finistère). *Penn Ar Bed*, (8), 2, pp. 253-256.

GAUTIER (M.), 1965 a. — La deuxième édition de la carte géologique de Morlaix vue par un géographe. *Penn ar Bed*, (12), 40, pp. 1-12.

GAUTIER (M.), 1965 b. — Les curieux gisements de galets du Menez Lus en Telgruc. *Penn ar Bed*, (12), 42, pp. 109-112.

GAUTIER (M.), 1966. — Nouvelles observations sur les galets du Menez Lus en Telgruc. *Penn ar Bed*, (13), 45, pp. 222-226.

GAUTIER (M.), 1967. — La tectonique tertiaire dans le Massif Armoricain. *Ann. de Géogr.*, 76, pp. 168-197.

GIOT (P.R.), 1945. — Sur le Briovérien de la Baie de Douarnenez (Finistère). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 103-105.

GIOT (P.R.), 1946 a. — Sur le granite de Douarnenez (Finistère). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 248-249.

GIOT (P.R.), 1946 b. — Sur la prolongation de la faille Kerforne dans le Sud-Finistère. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 230-232.

GIOT (P.R.), 1955. — Sur la prolongation de la faille Kerforne dans le Nord-Finistère. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 232-233.

GIOT (P.R.) et COGNE (J.), 1948. — Le Cap Sizun. *Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, (47), N° 225, pp. 57-60.

GIRESSE (P.), 1965. — Modalités de la sédimentation dans l'estuaire de la Sienne. Principales zones de dépôt. *Cah. Océan.*, Paris, (17), pp. 45-52.

GIRESSE (P.), 1966. — Contribution des traceurs radioactifs à l'étude de la dynamique des dépôts dans l'estuaire de la Sienne. *Cah. Océan.*, Paris, (18), pp. 35-42.

GLANGEAUD (L.), 1941 a. — Sur la formation et la répartition des faciès vaseux dans les estuaires. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 213, pp. 1022-1024.

GLANGEAUD (L.), 1941 b. — Evolution morphologique et dynamique des estuaires. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, pp. 95-103.

GLÉMAREC (M.), 1969. — Les peuplements benthiques du plateau continental Nord-Gascogne. *Thèse Sciences*, Paris, Brest, 167 p.

GORSLINE (D.S.) et EMERY (K.O.), 1959. — Turbidity current deposits in San Pedro and Santa Marina Basins off southern California. *Bull. Soc. Géol. Amer.*, 70, pp. 279-280.

GOULTEQUER (P.), 1964. — Stratigraphie et tectonique de l'Ordovicien du bord sud de l'Anse de Dinan. D.E.S. inédit, Fac. Sc., Rennes.

GOUZIEN (V.), 1931. — Sur la structure géologique de la presqu'île de Crozon (Finistère). *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 192, pp. 102.

GRAINDOR (M.J.), 1957. — Le Briovérien dans le Nord-Est du Massif Armoricain. Mém. Serv. Carte géol. Fr., 211 p.

GRAINDOR (M.J.), 1960. — Réchauffement climatique et montée actuelle du niveau de la Manche. *Bull. Soc. Linn. de Normandie*, (9), 10, pp. 102-105.

GRALL (J.R.) et LE FÈVRE (J.), 1967. — Une « eau rouge » à Noctiluques au large des côtes de Bretagne. *Penn Ar Bed*, (14), 51, pp. 153-163.

GUILCHER (A.), 1936 a. — L'Ile de Sein et ses abords. *Bull. Ass. Géogr. Français*, 96, pp. 55-63.

GUILCHER (A.), 1936 b. — L'Ile de Sein. Fossilisation et exhumation de reliefs monastiriens. *C.R. Séanc. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 5, pp. 1-2.

GUILCHER (A.), 1937. — Le réseau hydrographique de l'Aber Ildut. *C.R. Séanc. Soc. Géol. Minéral. Bretagne*, 3, pp. 61-67.

GUILCHER (A.), 1939. — Existence probable de dislocations récentes dans le Sud du Finistère. *C. R. Séanc. Soc. Géol. France*, pp. 36-38.

GUILCHER (A.), 1941 a. — Observations sur la formation du relief de la Bretagne méridionale. *Ann. Géogr.*, 50, pp. 255-265.

GUILCHER (A.), 1941 b. — Sur la présence de grès quartzites de type grès à Sabals sur le Plateau du Léon (Finistère). *C.R. Séanc. Soc. Géol. France*, pp. 79-80.

GUILCHER (A.), 1942. — A propos de l'évolution du littoral atlantique au quaternaire. *C.R. Séanc. Soc. Géol. France*, pp. 33-34.

GUILCHER (A.), 1948. — Le relief de la Bretagne méridionale, de la Baie de Douarnenez à la Vilaine. Thèse Paris, 682 p.

GUILCHER (A.), 1950 a. — L'île de Beniguet (Finistère), exemple d'accumulation en queue de comète. *Bull. Comité d'Océanogr. et d'Etudes des Côtes*, (2), 7, pp. 243-250.

GUILCHER (A.), 1950 b. — Toponymie de la côte bretonne d'Audierne à Camaret. *Ann. Hydrogr.*, extrait N° 1372, 88 p.

GUILCHER (A.), 1951 a. — La formation de la Mer du Nord, du Pas-de-Calais et des plaines maritimes environnantes. *Rev. Géogr.* Lyon, pp. 311-329.

GUILCHER (A.), 1951 b. — Evolution du relief intérieur et côtier de la Bretagne. *La Nature*, juin 1951, pp. 170-174.

GUILCHER (A.), 1952. — Le mot ABER dans la toponymie de la Basse-Bretagne. *Ann. de Bretagne*, pp. 309-313.

GUILCHER (A.), 1954 a. — Morphologie littorale et sous-marine. Collection Orbis, P.U.F., Paris, 216 p.

GUILCHER (A.), 1954 b. — Toponymie de la Rade de Brest et de ses abords. *Ann. Hydrographiques,* N° 1381, 40 p.

GUILCHER (A.), 1954 à 1969. — « Chroniques océanographiques » paraissant chaque année dans le 1er N° de *Norois* :

1954, *Norois* (1), 1, pp. 83-103.
1955, « (2), 5, pp. 101-126.
1956, « (3), 9, pp. 87-109.
1957, « (4), 13, pp. 103-130.
1958, « (5), 17, pp. 85-116.
1959, « (6), 21, pp. 77-109.
1960, « (7), 25, pp. 77-111.
1961, « (8), 29, pp. 85-117.
1962, « (9), 33, pp. 65-98.
1963, « (10), 37, pp. 65-98.
1964, « (11), 41, pp. 81-113.
1965, « (12), 45, pp. 107-143.
1966, « (13), 49, pp. 99-129.
1967, « (14), 53, pp. 109-144.
1968, « (15), 57, pp. 115-149.
1969, « (16), 61, pp. 91-126.

GUILCHER (A.), 1957 a. — Cours d'Océanographie. 3e édition. C.D.U., Paris.

GUILCHER (A.), 1957 b. — Quelques aspects et problèmes morphologiques et sédimentologiques de l'île d'Ouessant. *Norois,* (4), 15, pp. 289-304.

GUILCHER (A.), 1957 c. — A propos de la vallée fossile de Lampaul à Ouessant. *Norois,* (4), 16, pp. 507-508.

GUILCHER (A.), 1959 a. — L'archipel de Molène (Finistère), étude morphologique. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.,* (2), 2, pp. 81-96.

GUILCHER (A.), 1959 b. — Les accumulations sous-marines du Plateau de Molène et de la Chaussée de Sein (Finistère). Colloques internationaux du C.N.R.S., Paris, pp. 109-141.

GUILCHER (A.), 1959 c. — Origine et dépôt de la vase marine peu profonde *Inf. géographique,* 23, pp. 17-22.

GUILCHER (A.), 1959 d. — Les zones d'action des vagues et des courants de marée dans la mise en place des dépôts marins peu profonds. *Scientia,* 6, 53, 6 p.

GUILCHER (A.), 1964. — Present-time trends in the study of recent marine sediments and in marine physiography. *Marine Geology,* (1), 1, pp. 4-15.

GUILCHER (A.), 1965. — Précis d'hydrologie marine et continentale. Paris, Masson, 389 p.

GUILCHER (A.), 1967. — Morpho-sédimentologie de la proche plate-forme continentale atlantique entre Ouessant et les Sables d'Olonne. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.,* (13), 3, pp. 181-190.

GUILCHER (A.), 1968. — Sur les rides sous-marines. Mélanges de Géographie... offerts à M. Omer Tulipe, pp. 60-65.

GUILCHER (A.), 1969 a. — Le Quaternaire littoral et sous-marin dans l'Atlantique. Etudes françaises sur le Quaternaire, 8me Congr. Intern. INQUA, Paris, suppl. au *Bull. de l'A.F.E.Q.,* pp. 33-41.

GUILCHER (A.), 1969 b. — Pleistocene and holocene sea level changes. *Earth-Sci. Rev.,* 5, pp. 69-97.

GUILCHER (A.), 1969 c. — Progrès de la connaissance de la plate-forme continentale atlantique ouest et sud-armoricaine. *Acta Geographica Lovaniensa,* sous presse.

GUILCHER (A.), 1969 d. — Présentation des premières feuilles de la carte sédimentologique de la plateforme continentale atlantique. *Bull. Ass. Géogr. Fr.,* 371-372, pp. 421-432.

GUILCHER (A.) et ADRIAN (B.), 1959. — L'archipel de Lilia et Landéda (Finistère), étude morphologique. *Cahiers Océanogr.,* 2, pp. 219-230.

GUILCHER (A.), ADRIAN (B.) et BLANQUART (A.), 1959. — Les « queues de comètes » de galets et de blocs derrière les roches isolées sur les côtes nord-ouest et ouest de la Bretagne. *Norois,* (6), 22, pp. 125-145.

GUILCHER (A.) et BEAUJEU-GARNIER (J.), 1958. — L'Europe du Nord et du Nord-Ouest. T. 1 : Généralités physiques et humaines. Paris, P.U.F., 258 p.

GUILCHER (A.) et BERTHOIS (L.), 1957. — Cinq années d'observations sédimentologiques dans quatre estuaires de l'Ouest de la Bretagne. *Rev. de Géomorph. Dyn.,* N° 5-6, pp. 67-86.

GUILCHER (A.) et LACROIX (J.), 1962. — Principaux caractères morphologiques de la côte sud-ouest du Léon (Bretagne). *Bull. Comité des Trav. Historiques et Scient., Section de Géographie,* 75, pp. 177-196.

GUILCHER (A.) et PRULEAU (M.), 1962. — Morphologie et sédimentologie sous-marines de la partie orientale de la Rade de Brest. *Bull. Comité des Trav. Historiques et Scient., Section Géographie,* 75, pp. 81-116.

GUILCHER (A.) et SAINT-REQUIER (A.), 1969. — Les galets et les sables du Menez Lus (Finistère) et leur signification morphologique. *Norois,* (16), 62, pp. 245-251.

GUILCHER (A.), TERS (M.) et BONNET (J.Y.), 1961. — Données récentes sur l'évolution morphologique de vallées bretonnes, Oust et vallée de Saint-Renan. *Bull. du Comité des Trav. Historiques et Scient., Section de Géographie,* 74, pp. 1-53.

GUILCHER (A.), VALLANTIN (P.), ANGRAND (J.P.) et GALLOY (P.), 1957. — Les cordons littoraux de la Rade de Brest. *Bull. Inf. Comité d'Océanogr. et d'Etude des Côtes,* (9), 1, pp. 21-54.

GUILLAUME (M.), 1965. — Etude de la structure géologique du littoral occidental de la presqu'île de Roscanvel entre la Mort Anglaise et la Pointe des Capucins. *D.E.S. inédit. Fac. des Sc.,* Rennes.

GULLENTOPS (F.), 1957. — L'origine des collines du Hageland. *Bull. Soc. Belge Géol. Paléontol. Hydrol.,* vol. 66, pp. 81-85.

GULLENTOPS (F.), 1963. — Excursion O - P. Etude de divers faciès quaternaires et tertiaires dans le Nord et l'Est de la Belgique - 6° *Cong. Internat. Sédimentol.,* Belgique et Pays-Bas, livret-guide, 20 p.

HADLEY (M.L.), 1964 a. — Wave-induced bottom currents in the Celtic Sea. *Mar. Geology,* 2, pp. 164-167.

HADLEY (M.L.), 1964 b. — The continental margin South-West of the English Channel. *Deep-Sea Res.,* 11, pp. 767-779.

HARVEY (J.G.), 1966. — Large sand waves in the Irish Sea. *Mar. Geology,* 4, pp. 49-55.

HEEZEN (B.), THARPS (M.) et EWING (M.), 1959. — The floors of the oceans ; I : The North Atlantic. *Geol. Soc. of Amer.* special paper, 65, 122 p.

HILL (M.N.), 1956. — Note on the bathymetric chart of the N.E. Atlantic. *Deep Sea Res.,* (3), 3, pp. 229-231.

HILL (M.N.), 1962-1963. — The Sea. Interscience Publishers (Wiley and Sons), New York et Londres. Vol. 1, Physical oceanography, 864 p. ; vol. 2, Composition of sea-water ; comparative and descriptive oceanography, 554 p. ; vol. 3, The Earth beneath the sea, 963 p.

HILL (M.N.) et KING (W.B.R.), 1953. — Seismic prospecting in the English Channel and its geological interpretation. *Quart. J. Geol. Soc.*, London, 109, pp. 1-20.

HINSCHBERGER (F.), 1962 a. — Les hauts-fonds sableux de l'Iroise et leurs rapports avec les courants de marée. *Bull. du Comité des Travaux Historiques et Scientifiques, section de Géographie,* (75), pp. 53-80.

HINSCHBERGER (F.), 1962 b. — Résultats de 14 stations hydrologiques dans l'Iroise et à ses abords. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 255, pp. 2629-2631.

HINSCHBERGER (F.), 1963. — Un problème de morphologie sous-marine : la Fosse d'Ouessant. *Norois,* (10), 39, pp. 217-233.

HINSCHBERGER (F.), 1964. — La répartition des sédiments dans le vestibule du Goulet de Brest. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 258, pp. 6497-6499.

HINSCHBERGER (F.) et GUILCHER (A.), 1962. — Les bancs de sable sous-marins des abords d'Ouessant et de la Chaussée de Sein (Finistère). *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 254, pp. 4065-4067.

HINSCHBERGER (F.), SAINT-REQUIER (A.) et TOULEMONT (A.), 1967. — Recherches sédimentologiques et écologiques sur les fonds sous-marins dans les parages de la Chaussée de Sein (Finistère). *Revue des Trav. Inst. Sc. et Technique des Pêches Maritimes,* (31), 4, pp. 425-448.

HINSCHBERGER (F.) et CORLAY (J.P.), 1967. — Reconstitution d'un réseau hydrographique immergé autour d'Ouessant et du Plateau de Molène (Finistère). *Norois,* (14), 56, pp. 569-584.

HINSCHBERGER (F.) et PAUVRET (R.B.), 1968. — Les fonds sous-marins de l'Iroise et de la Baie de Douarnenez (Finistère) : reconstitution d'un réseau hydrographique immergé. *Norois,* (15), 58, pp. 213-225.

HINSCHBERGER (F.) avec la collaboration de GUILCHER (A.), PRULEAU (M.), MOIGN (A. et Y.), 1968. — Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100.000. Feuille de Brest, Institut Géographique National, Paris.

HINSCHBERGER (F.), PINOT (J.P.) et VANNEY (J.R.), 1968. — Progrès des connaissances géomorphologiques sur le précontinent atlantique français, *International Geographical Congress,* New-Delhi, pp. 88-89.

HINSCHBERGER (F.) et SAINT-REQUIER (A.), 1970. — Les sédiments vaseux au large du Finistère. *Norois,* (17), 67, pp. 401-403.

HOMMERIL (P.), 1958. — Erosion et sédimentation à Saint-Aubin-sur-Mer (Calvados). *Cah. Océan.,* (10), 9, 559-611 et 10, pp. 691-741.

HOMMERIL (P.), 1961. — Méthode d'étude de la granulométrie des formations à galets. Application préliminaire à quelques cordons du littoral nord du Massif de Barfleur (Manche). *Bull. Soc. Linn. de Normandie,* (10), 2, pp. 242-257.

HOMMERIL (P.), 1963. — Tables numériques utiles pour les études granulométriques et morphométriques en sédimentologie. *Bull. Soc. Linn. de Normandie,* (10), 4, pp. 44-48.

HOMMERIL (P.), 1964 a. — Les formations quaternaires du littoral de Bernières-sur-Mer (Calvados). *Rev. Soc. Sav. de Hte-Normandie,* 33, pp. 31-43.

HOMMERIL (P.), 1964 b. — Affleurements sous-marins de faluns miocènes (faciès savignéen) à l'Ouest du Cotentin. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 259, pp. 3036-3039.

HOMMERIL (P.), 1964 c. — Essai d'harmonisation des données granulométriques relatives aux fractions graveleuses, sableuses et limoneuses. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 389-390.

HOMMERIL (P.), 1965. — Répartition des sédiments sous-marins autour des îles Anglo-Normandes. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 26, pp. 231-234.

HOMMERIL (P.), 1967 a. — Etude de géologie marine concernant le littoral bas-normand et la zone pré-littorale de l'archipel Anglo-Normand. Thèse Sciences, Caen, 304 p., 27 pl. phot.

HOMMERIL (P.), 1967 b. — Les cartes de répartition des sédiments marins : historique ; les cartes du pré-littoral français. Thèse complém. Sciences, Caen, 40 p.

HOMMERIL (P.), 1968. — Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100.000, Feuille de Bricquebec, Institut Géographique National, Paris.

HOMMERIL (P.) et LARSONNEUR (C.), 1962. — Observations sur les dépôts quaternaires de la Baie d'Ecalgrain (Manche). Présence d'une tourbe pré-wurmienne. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, pp. 75-77.

HOMMERIL (P.) et RIOULT (M.), 1962. — Phénomènes d'érosion et de sédimentation marines entre Sainte-Honorine-des-Pertes et Port-en-Bessin (Calvados). Rôle de Rhodothamniella floridula dans la retenue des sédiments fins. *Cah. Océan.*, (14), 1, pp. 25-45.

HORN (R.), VANNEY (J.R.), BOILLOT (G.), BOUYSSE (P.) et LECLAIRE (L.), 1966. — Résultats géologiques d'une prospection sismique par la méthode « Boomer » au large du massif armoricain méridional. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 263, pp. 1560-1563.

INSTRUCTIONS NAUTIQUES, 1957. — France, Côtes nord et ouest, Paris, Imp. Nat., 575 p.

JACQUET (J.), 1949. — Recherches écologiques sur le littoral de la Manche. Les prés-salés et la Spartine de Townsend. Les estuaires. La Tangue. Paris, Paul Lechevalier, Encyclopédie Biogéographique, T. 5, 374 p.

JAOUEN (Y.), 1964. — Dragage « ou » plongée ? *Congr. Intern. de la Mer*, Saint-Cast, 18 p. ronéot.

JOHNSON (D.W.), 1919. — Shore Processes and Shoreline Development, New York, 584 p.

JOHNSON (D.W.), 1928. — Les variations du niveau de la mer et les modifications de la ligne de rivage. *Ann. Géogr.*, 37, pp. 24-34.

JONES (N.S.), KAIN (J.M.) et STRIDE (A.H.), 1965. — The movment of sand waves on Warts Bank, Isle of Man. *Mar. Geology*, (3), 5, pp. 329-336.

JUIGNET (P.), DANGEARD (L.) et LE GUYADER (M.F.), 1965. — Les courants de turbidité et les turbidites. *Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dyn.*, (7), 2, pp. 97-122.

JUSSY (M.) et GUILCHER (A.), 1962. — Les cordons littoraux entre la presqu'île de Quiberon et l'estuaire de la Vilaine (Golfe du Morbihan exclu). *Cah. Océan.*, (14), 8, pp. 543-572.

KERFORNE (F.), 1901. — Etude de la région silurique occidentale de la Presqu'île de Crozon (Finistère). Rennes, Simon, 234 p.

KING (W.B.R.), 1949. — The geology of eastern part of the English Channel. *Quart. J. Geol. Soc.*, London, T. 104, pp. 327-337.

KING (W.B.R.), 1954. — The geological history of the English Channel. *Quart. J. Geol. Soc.*, London, T. 110, pp. 77-102.

KLEIN (C.), 1957 a. — Quelques caractères originaux du socle armoricain. *Norois*, (4), pp. 305-322.

KLEIN (C.), 1957 b. — Tectoniques de couvertures et discordances tectonisées en Armorique. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, 263, pp. 29-39.

KLEIN (C.), 1963 a. — La phase « normande » et la phase « angevine » de l'orogénèse cadomienne. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 256, pp. 2196-2198.

KLEIN (C.), 1963 b. — Phénomènes de réactivation tectonique et tectonique de revêtement en Armorique. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 256, pp. 2448-2450.

KLINGEBIEL (A.), LAPIERRE (F.) et LATOUCHE (C.), 1966. — Sur les sédiments de la plateforme continentale du Golfe de Gascogne. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 263, pp. 1044-1047, 1195-1198, 1293-1294.

KRUMBEIN (W.C.), 1936. — Application of logarithmic moments to size frequency distributions of sediments. *Journ. Sed. Petrol.*, 6, pp. 35-47.

KUENEN (P.H.), 1950 a. — Marine Geology. New York (Wiley and Sons) et Londres (Chapman and Hall), 568 p.

KUENEN (P.H.), 1950 b. — The formation of the continental terrace. *The advancement of Science*, London, (7), 25, pp. 76-80.

LACOMBE (H.), 1951. — Les marées de la Manche. *Bull. Inst. Océan.*, Monaco, N° 989, 24 p.

LACOMBE (H.), 1953. — Courants de marée dans la Manche et sur les côtes françaises de l'Atlantique. *Publ. Serv. Hydr. Mar.*, Paris, N° 550, 276 p.

LACOTTE (R.), 1967. — Les vallées, moyen d'aborder l'étude géomorphologique des massifs anciens. *Norois*, (14), 56, pp. 611-618.

LAMOTHE (L. de), 1911. — Les anciennes lignes de rivage du Sahel d'Alger et d'une partie de la côte algérienne. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, Paris, 288 p.

LAMOTHE (L. de), 1918. — Les anciennes nappes alluviales et lignes de rivage du bassin de la Somme et leurs rapports avec celles de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (4), 18, pp. 3-58.

LAPIERRE (F.), 1966. — Répartition et chronologie relative des sédiments sableux dans le Golfe de Gascogne. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 263, pp. 1044-1047.

LAPIERRE (F.), 1969. — Fleuves et rivages préflandriens sur le plateau continental du Golfe de Gascogne. Colloque sur les rivages... au Quaternaire. Congr. INQUA, Paris, sous presse.

LAPPARENT (J. de), 1934. — Remarques sur les micaschistes qui affleurent le long de la côte ouest de la Bretagne du Pays de Léon. *Ann. Soc. Géol. du Nord*, (59), p. 3.

LARSONNEUR C.), 1965. — Recherches sédimentologiques et géologiques en Manche centrale. *Rev. Trav. Inst. Pêches Marit.*, (29), 2, pp. 225-242.

LARSONNEUR (C.), 1966. — Sur l'extension sous-marine du massif granitique de Barfleur (Manche). *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 262, pp. 825-828.

LARSONNEUR (C.), 1967. — Le Crétacé supérieur au Nord du Cotentin (Manche). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 199.

LARSONNEUR (C.), 1968. — Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100.000, Feuille de St-Vaast-la-Hougue, I.G.N., Paris.

LARSONNEUR (C.), BAUDET (P.), MIGNIOT (C.) et DANGEARD (L.), 1965. — Action des courants de turbidité, des coulées et des glissements sur le fond : résultats d'expériences. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 261, pp. 2505-2508.

LARSONNEUR (C.) et HOMMERIL (P.), 1967. — Sédiments et sédimentation dans la partie orientale de la Baie de Seine. *Rev. Soc. Sav. Hte-Normandie, Sciences*, 47, pp. 45-75.

LE BERRE (L.M.), 1966. — Recherches morphologiques sur la Pointe du Raz et l'île de Sein. D.E.S. inédit, Brest, Fac. des Lettres, 78 p. dactylographiées.

LE CALVEZ (Y.), 1958. — Les Foraminifères de la Mer Celtique. *Rev. Trav. Inst. Pêches Marit.*, Paris, (22), 2, pp. 147-209.

LE DANOIS (E.), 1938. — L'Atlantique. Histoire et vie d'un océan. Paris, Albin Michel, 290 p.

LE DANOIS (E.), 1948. — Les profondeurs de la mer. Paris, Payot, 303 p.

LE DANOIS (E.), 1953. — La vie étrange des rivages marins. Paris, « Horizons de France », 191 p.

LE DANOIS (E.) et BEAUGE (E.), 1934. — Sur le relief du plateau continental à l'Ouest de l'entrée de la Manche. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 199, pp. 550-552.

LEENHARDT (O.), 1963. — Aperçu sur les méthodes et techniques de sismique marine. *Bull. Inst. Océan.*, Monaco, (60), 1269, 64 p.

LE GORGEU (J.P.) et BOILLOT (G.), 1964. — La migration de sables marqués au large de Roscoff (Finistère). *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 259, pp. 4082-4085.

LE GUEZENNEC (M.), 1970. — La plate-forme continentale au large du Finistère (Mer Celtique méridionale). Mémoire de Maîtrise, Fac. des Lettres, Caen, 88 p. dactylogr.

LEMOINE (P.), 1912. — La Géologie du fond des mers : Manche et Atlantique. *Ann. de Géogr.*, Paris, (120), pp. 385-392.

LEMOINE (P.) et ABRARD (R.), 1922. — Contribution à l'étude géologique du fond de la Manche d'après les documents du Docteur J. Charcot. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (22), pp. 3-10.

LLIBOUTRY (L.), 1965. — Idées actuelles concernant les grandes glaciations. *Bull. Ass. Fr. Et. Quat.*, (2), 3-4, pp. 257-265.

LUBET (P.), 1958. — Considérations écologiques sur les herbiers du Bassin d'Arcachon. Proc. Verb. de la Soc. Linn. de Bordeaux, (96), 9 p.

LUCAS (G.), 1940. — Contribution à l'étude du Silurien de la Presqu'île de Crozon (Finistère). *Bull. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne*, pp. 95-126.

MARTIN (S.), 1955. — L'évolution comparée des rivages en Bretagne et dans l'Ouest des Iles Britanniques pendant la période quaternaire. *Norois*, (2), 5, pp. 51-66.

MARTONNE (E. de), 1903. — Le développement des côtes bretonnes et leur étude morphologique. *Bull. Soc. Sc. et Médicale de l'Ouest*, Rennes, (12), pp. 244-260.

MARTONNE (E. de), 1906. — La pénéplaine et les côtes bretonnes. *Ann. de Géogr.*, (15), pp. 213-236 et pp. 299-328.

MELOU (M.) et PLUSQUELLEC (Y.), 1967. — Répartition de la pyrophyllite dans quelques niveaux du Briovérien et du Primaire armoricain. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 265, pp. 14-16.

MEYNIER (A.), 1946. — Le relief du Massif Armoricain. *Information Géogr.*, (10), 2, pp. 57-59.

MEYNIER (A.), 1956. — Une faille pliocène ? *Bull. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne,* pp. 22-25.

MEYNIER (A.), 1957. — Une vallée fossile à Ouessant. *Norois,* (4), 15, pp. 369-371.

MEYNIER (A.), 1958. — Quelques formes de relief périglaciaire en Bretagne. *Norois,* (5), 20, pp. 373-398.

MEYNIER (A.), 1959. — Quelques formes de relief périglaciaire en Bretagne : Bretagne littorale. *Norois,* (6), 21, pp. 5-18.

MEYNIER (A.), 1963. — Preuves d'une période froide prémonastirienne à Ouessant. *Norois,* (10), 39, pp. 273-274.

MEYNIER (A.), 1965. — Les abrupts asymétriques du massif armoricain. *Norois,* (12), 46, pp. 145-164.

MILON (Y.), 1928. — Recherches sur les calcaires paléozoïques et le Briovérien de Bretagne. Thèse Sciences Paris, Rennes, Oberthur, 154 p.

MILON (Y.), 1933. — Influence de la solifluxion sur le modelé récent en Bretagne. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.,* pp. 84-86.

MILON (Y), 1936 a. — Quelques problèmes de morphologie armoricaine. *C.R. somm. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne,* (2), 2, pp. 14-26.

MILON (Y.) 1936 b. — Monastirien ou Normannien ? *C.R. somm. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne,* (2), 3, pp. 25-26.

MILON (Y.), 1937. — Contribution à l'étude de la transgression pliocène. *Bull. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne,* (3), 2, pp. 4-9.

MILON (Y.), 1939. — De quelques travaux sur les formations quaternaires, les plages suspendues et les dépôts de solifluxion dans le Massif Armoricain. *C.R. somm. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne,* (3), 3-4, pp. 17-22.

MILON (Y.) et BERTHOIS (L.), 1930. — Etude préliminaire des formations quaternaires de Brigognan (Finistère). *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.* (4), 30, pp. 216-218.

MILON (Y) et DANGEARD (L.), 1928. — Sur l'importance des phénomènes de solifluxion en Bretagne pendant le Quaternaire. *Comptes Rendus Ac. Sc.,* Paris, T. 187, pp. 136-138.

MITCHELL (G.F.), 1960. — The pleistocene history of the Irish Sea. *Advanc. of Sciences,* London, (17), 68, pp. 313-325.

MOIGN (A.), 1964. — Remarques sur la sédimentation à la sortie du Goulet de Brest. Congrès de la Mer, Saint-Cast, 9 p. ronéot.

MOIGN (Y.), 1967. — Contribution à l'étude sédimentologique de la Rade et du Goulet de Brest. Dipl. Ec. Prat. Hautes Etudes, Paris, 152 p.

MURAOUR (P.), BOILLOT (G.) et MERLE (J.), 1962. — Etude séismique par réfraction au large de Roscoff (Finistère). *Bull. Inst. Océan.,* Monaco, N° 1228, 10 p.

MUSSET (R.), 1923. — Notes sur l'évolution des cours d'eau. I. Sur les estuaires et les cours de l'Aber Benoît et de l'Aber Wrac'h et sur le réseau hydrographique de la région du Léon. *Bull. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne,* (4), I, pp. 22-32.

MUSSET (R.), 1928. — Le relief de la Bretagne occidentale. *Ann. de Géogr.,* (37), pp. 122-128.

MUSSET (R.), 1934. — La formation du réseau hydrographique de la Bretagne occidentale. *Ann. de Géogr.*, (43), pp. 561-578.

NESTEROFF (W.), 1954. — Sur la formation des grès de plage ou « beachrock » en Mer Rouge. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 238, pp. 2547-2548.

OTTMANN (F.), 1965. — Introduction à la géologie marine et littorale. Paris, Masson, 259 p.

PAUVRET (R.B.), 1967. — Morphologie et sédimentologie sous-marines de la Baie de Douarnenez et de l'Iroise du Sud. D.E.S. Fac. des Lettres, Caen, 116 p. dactylog.

PEGUY (C.), 1958. — Eléments de statistique appliquée aux sciences géographiques. Paris, C.D.U., 201 p.

PERES (J.M.), 1961. — Océanographie biologique et biologie marine. I. La vie benthique. Paris, P.U.F., 541 p.

PERES (J.M.) et PICARD (J.), 1955. — Biotopes et biocoenoses de la Méditerranée occidentale comparés à ceux de la Manche et de l'Atlantique nord-oriental. *Arch. Zool. exp. et génér.* vol. 92, 1, pp. 1-70.

PERPILLOU (A.), 1954. — La morphologie des côtes du Léon. Paris, C.N.R.S., *Mémoires et documents*, (4), pp. 203-237.

PETTIJOHN (F.S.), 1957. — Sedimentary rocks. New-York, (Harper and Brothers), 718 p.

PHILIPPOT (A.), 1963. — Remarques sur la sédimentation de l'Ordovicien supérieur et de l'Ordovicien moyen dans la presqu'île de Crozon (Finistère). *Bull. Soc. Géol. et Minéral. de Bretagne*, n. sér., 1-2, pp. 133-143.

PINOT (J.P.), 1963. — Quelques accumulations de galets sur la côte trégorroise. *Ann. de Géogr.*, Paris, (72), 389, pp. 13-31.

PINOT (J.P.), 1964. — La morphométrie et la granulométrie dans l'étude des accumulations littorales de galets. 20^{me} Congr. Intern. de Géogr., Londres, Abstracts of papers, p. 99.

PINOT (J.P.), 1965. — La migration des galets à l'intérieur des plages de sable. Exemple de la plage de Tresmeur (Trébeurden, Côtes-du-Nord) et application à l'interprétation des coupes de plages anciennes. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, (5), pp. 164-165.

PINOT (J.P.), 1966 a. — Découverte d'un rivage submergé, et d'autres preuves d'un niveau marin quaternaire à — 37 mètres sous l'actuel, sur la côte sud de la Bretagne. *Quaternaria*, (8), pp. 225-230.

PINOT (J.P.), 1966 b. — La disposition générale du précontinent entre Penmarc'h et Belle-Ile. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, 340-341, pp. 4-19.

PINOT (J.P.), 1966 c. — Quelques hauts niveaux marins quaternaires sur la côte du Trégor central. *Bull. Ass. Fr. Et. du Quaternaire*, 2, pp. 139-150.

PINOT (J.P.), 1968. — Littoraux würmiens submergés à l'Ouest de Belle-Ile. *Bull. Ass. Fr. Et. du Quaternaire*, 2, pp. 197-216.

PINOT (J.P.), 1969. — Celtique (Mer), in « Encyclopedia Universalis », Paris, 4, pp. 36-38.

POWELL (C.), 1949. — The decca navigator as an aid to hydrographic survey. *Rev. Hydr. Intern.*, Monaco, T. 26 (1), pp. 13-25.

PRATJE (O.), 1950. — Die Bodenbedeckung des Englischen Kanals und die maximalen Gezeitenstromgeschwindigkeiten. *Deutsche Hydr. Zeit.*, Hambourg, Bd. 3, pp. 201-205.

PRENANT (M.), 1936. — Sur quelques types de sables littoraux. *C.R. somm. Soc. Biogéogr.*, (11), pp. 17-19.

PRENANT (M.), 1955. — Position des maxima caractéristiques dans les graphiques granulométriques de fréquence établis pour les sables de la zone des marées sur les côtes bretonnes. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 241, pp. 162-164.

PRENANT (M.), 1960. — Etudes écologiques sur les sables intercotidaux. I. Questions de méthode granulométrique. Application à trois anses de la Baie de Quiberon. *Cah. Biol. Mar.*, Paris, (1), 3, pp. 229-340.

PRENANT (M.), 1963. — Etudes écologiques sur les sables intercotidaux. II. Distributions des granulométries sur les plages bretonnes exposées au large. *Cah. Biol. Mar.*, Paris, (4), pp. 353-397.

RENOUF (J.T.), 1965. — The geology of the Presqu'île de Plougastel-Daoulas (Nord-Finistère). Thèse inédite, Londres, 304 p. ronéot.

RIVIÈRE (A.), 1951. — Sur la sédimentation vaseuse au large des côtes. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 232, pp. 1503-1505.

RIVIÈRE (A.), 1959. — Sur la notion de dispersion littorale. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 249, pp. 1920-1923.

ROBEQUAIN (C.), 1935. — Les côtes d'Ouessant. Ass. Fr. pour l'Avanc. Sc., 59^{me} session, Nantes, pp. 557-560.

ROBINSON (A.H.W.), 1952. — The floor of the British seas. *Scot. Geogr. Mag.*, 68, pp. 64-79.

ROBINSON (A.H.W.), 1961. — The hydrography of Start Bay and its relationship to beach changes at Hallsands. *Geogr. Journ.*, London, (127), pp. 63-77.

ROSFELDER (A.), 1961. — Contribution à l'analyse texturale des sédiments. Thèse Sciences, Alger, Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, n.s., N° 29, 310 p.

ROUCH (J.), 1924. — Hauts-fonds au large de Brest. *La Géographie*, (41), 1-3, pp. 320-322.

ROUCH (J.), 1943-1948. — Traité d'océanographie physique. Paris, Payot. I. Sondages, 256 p. ; II. L'eau de mer, 349 p. ; III. Les mouvements de la mer, 413 p.

ROUCH (J.), 1959. — Les découvertes océanographiques récentes. Paris, Payot, 251 p.

ROUGIER (A.), 1945. — Un rapt, ou l'originale capture d'une vallée. *La Nature*, pp. 136-138.

RUELLAN (F.), 1956. — Premier rapport de la commission pour l'étude et la corrélation des niveaux d'érosion et des surfaces d'aplanissement autour de l'Atlantique. 18^{me} Congr. Intern. de Géogr., Rio-de-Janeiro, 62 p.

RUELLAN (F.) et BEIGBEDER (Y.), 1963. — Quelques observations préliminaires sur la répartition des sédiments sous-marins en Baie de Saint-Brieuc (Côtes-du-Nord). *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 256, pp. 1566-1569.

RUELLAN (F.) et DAGORNE (A.), 1963. — Note préliminaire sur les dragages effectués entre la côte de Saint-Brieuc à Cancale et le plateau des Minquiers. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 256, pp. 2199-2201.

RULLAN (F.), 1968. — Contribution à l'étude du littoral de l'île Ségal à l'Aber Wrac'h. Mémoire de maîtrise inédit, Fac. Lettres, Rennes, 140 p. dactylogr.

RUMEAU (J.L.) et VANNEY (J.R.), 1968. — Eléments-traces des vases marines du plateau continental atlantique au Sud-Ouest du Massif Armoricain (Grande Vasière). *Bull. Centre Rech. Pau, Soc. Nat. Pétroles d'Aquitaine*, (2), 1, pp. 69-81.

SAGER (G.), 1963. — Die Beziehungen zwischen den Gezeitenströmen und der Meeresbodenbedeckung in der Nordsee, dem Kanal und der Irischen See. *Petermanns Geog. Mitteilungen,* 107, pp. 111-115.

SALSMAN (G.G.), TOLBERT (W.H.) et VILLARS (R.G.), 1966. — Sand-ridge migration in St. Andrew Bay, Florida, *Mar. Geol.,* (4), 1, pp. 11-19.

SAINT-REQUIER (A.), 1968. — Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100.000. Feuille de Pont-Croix, Institut Géographique National, Paris.

SAINT-REQUIER (A.), 1970. — La Baie d'Audierne. Etude de morphologie et de sédimentologie sous-marines. Thèse 3e cycle, Paris, 223 p. ronéot.

SAINT-REQUIER (A.), et GUILCHER (A.), 1969. — Un grès coquillier de faciès littoral immergé à — 34 mètres en Baie d'Audierne (Finistère), et daté de 15.000 ans avant l'Actuel. *Comptes Rendus Ac. Sc.,* Paris, T. 268, pp. 1915-1916.

SCHULKE (H.), 1968 a. — Quelques types de dépressions fermées littorales et supra-littorales liées à l'action destructive de la mer (Bretagne, Corse, Asturies). *Norois,* (15), 57, pp. 23-42.

SCHULKE (H.), 1968 b. — Morphologische Untersuchungen an bretonischen, vergleischsweise auch an Kortischen Meeresbuchten. Univ. des Saarlandes, Arbeiten aus dem Geographischen Institut, vol. XI, 208 p.

SHEPARD (F.P.), 1956. — Marginal sediments of Mississipi delta. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.,* 40, 11, pp. 2537-2623.

SHEPARD (F.P.), 1963. — Submarine geology. New York (Harper and Row), 2e éd., 557 p.

SHEPARD (F.P.), 1964. — Sea-level changes in the past 6.000 years : possible archeological significance. *Science,* (143), N° 3606, p. 574-576.

SHEPARD (F.P.) et DILL (R.F.), 1966. — Submarine canyons and other sea valleys. Chicago (Rand McNally and Ce), 381 p.

SOUTHWARD (A.J.), 1961-1962. — The distribution of some plankton animals in the English Channel and approaches. *Journ. Mar. Biol. Ass.,* (41), pp. 17-35 et (42), pp. 275-375.

STRIDE (A.H.), 1963 a. — North-East trending ridges of the Celtic Sea, *Proc. Ussher Soc.,* (2), pp. 62-63.

STRIDE (A.H.), 1963 b. — Current-swept sea floors near the southern half of Great Britain, *Quart. Journ. Geol. Soc.,* London, (119), pp. 175-199.

STRIDE (A.H.), 1963 c. — The geology of some continental shelves. *Ocean. Mar. Biol. Ann. Rev.,* 1, pp. 77-88.

STRIDE (A.H.) et TUCKER (M.J.), 1960. — Internal waves and waves of sand. *Nature,* 188, N° 4754, p. 933.

SVERDRUP (H.V.), JOHNSON (M.W.) et FLEMING (R.H.), 1957. — The Oceans. Their Physics, Chemistry and general biology. New-York (Prentice Hall), 7e éd., 1058 p.

TERMIER (H. et G.), 1960. — Erosion et Sédimentation. Paris, Masson, 412 p.

TERS (M.), 1953 a. — Le niveau marin de + 8 mètres le long de la côte vendéenne. *Comptes Rendus Ac. Sc.,* Paris, T. 237, pp. 196-198.

TERS (M.), 1953 b. — Le cordon littoral de + 25/30 mètres, le long de la côte vendéenne. *Comptes Rendus Ac. Sc.,* Paris, T. 237, pp. 349-351.

TERS (M.), 1956. — Les plages monastiriennes entre l'estuaire de la Loire et le marais poitevin. 18me Congr. Intern. de Géogr., Rio-de-Janeiro.

TERS (M.), 1961. — La Vendée littorale, étude de géomorphologie. Thèse Lettres Paris, Rennes, 580 p.

THOULET (J.), 1904. — L'Océan. Ses lois et ses problèmes. Paris, Hachette, 397 p.

TRICART (J.), 1963. — Géomorphologie des régions froides. Coll. « Orbis », Paris, P.U.F., 289 p.

TRICART (J.) et SCHAEFFER (R.), 1950. — L'indice d'émoussé des galets, moyen d'études des systèmes d'érosion. *Rev. Géomorph. Dyn.*, Paris, (1), pp. 151-179.

VALLAUX (C.), 1933. — Géographie générale des mers ; Paris, Alcan, 796 p.

VANNEY (J.R.), 1964 a. — Morphologie sous-marine du Mor-Bras. *Cah. Océan.*, (14), 7, pp. 529-546.

VANNEY (J.R.), 1964 b. — Géomorphologie sous-marine de la « fosse du Croisic ». *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 258, pp. 2633-2636.

VANNEY (J.R.), 1965. — Etude sédimentologique du Mor-Bras. *Mar. Geology*, (3), 3, pp. 195-222.

VANNEY (J.R.), 1968. — Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100.000, Feuille de Saint-Nazaire, Institut Géographique National, Paris.

VANNEY (J.R.), 1969. — Le précontinent du centre du Golfe de Gascogne, recherches géomorphologiques. Thèse Lettres, Paris. Ecole Pratique des Hautes Etudes, Lab. Géomorph., Dinard, Mémoire N° 16, 365 p.

VANNEY (J.R.) et GUILCHER (A.), 1963. — La répartition des fonds sous-marins dans le « Mor-Bras ». Résultats préliminaires. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 256, pp. 3170-3171.

VANNEY (J.R.) et HINSCHBERGER (F.), 1964. — Les fonds sous-marins au large du Massif Armoricain. 20^{me} Congr. Int. de Géogr., Londres, *Abstracts of papers*, p. 76.

VAN VEEN (J.), 1936. — Onderzoekingen in de Hoofden. Thèse Leyde, La Haye, 252 p.

VEENSTRA (H.J.), 1969. — Quaternary North Sea coasts. Colloque sur les rivages... au Quaternaire, Congr. INQUA, Paris, sous presse.

VERGER (F.), 1957. — Recherches morphologiques sur la Baie de Bourgneuf. *Bull. Ass. Géogr. Fr.*, 267-268, pp. 40-46.

VERGER (F.), 1963 a. — Goulets et deltas de marée. *Com. Trav. Hist. et Sc. Bull. Section de Géogr.*, (75), pp. 133-150.

VERGER (F.), 1963 b. — Les techniques d'analyse granulométrique. Centre de documentation cartographique et géographique. *Mém. et documents*, (9), 1, 64 p.

VERGER (F.), 1968. — Marais et wadden du littoral français. Thèse Lettres Paris, Bordeaux, Biscaye Fr. imp., 541 p.

VERGER (F.), 1969. — Côtes et plates-formes de l'Ouest de la France dans leurs relations réciproques au Quaternaire. Colloque sur les rivages... au Quaternaire, Congr. INQUA, Paris, sous presse.

VERGER (F.) et FLORSCHUTZ (F.), 1960. — Sur l'existence à Fromentine (Vendée) d'une couche de tourbe du début de l'Atlantique. *Comptes Rendus Ac. Sc.*, Paris, T. 251, pp. 891-893.

WALTER (W.), 1951. — Nouvelles recherches sur l'influence des facteurs physiques sur la morphologie des sables éoliens et des dunes. *Rev. Géom. Dyn.*, (2), pp. 242-256.

WHITTARD (W.F.), 1962. — Geology of the Western Approaches of the English Channel. *Proc. Roy. Soc.*, London, A, (265), pp. 395-406.

WHITTOW (J.B.), 1969. — Shorelines evolution on the eastern coast of the Irish Sea. Colloque sur les rivages... au Quaternaire. Congr. INQUA, Paris, sous presse.

ZENKOVITCH (V.P.), 1960. — Fondements principaux d'une théorie sur la formation de structures d'accumulation dans la zone littorale. *Cah. Océan.* (12), 3, pp. 162-183.

ZENKOVITCH (V.P.), 1964. — Formation and burial of accumulative forms in littoral and near-shore marine environments. *Mar. Geology*, (1), pp. 175-180.

ZENKOVITCH (V.P.), 1967. — Processes of coastal development. STEERS éd. Edimbourg et Londres (Oliver and Boyd), 738 p.

ZENKOVITCH (V.P.), 1969. — Nature of the URSS Marine shelves and coast. Colloque sur les rivages... au Quaternaire, Congr. INQUA, Paris, sous presse.

2°) AUTRES DOCUMENTS

A. Service hydrographique de la Marine, Paris.

Carte des courants de marée. Manche, entrée de la Manche et de la Mer du Nord. 13 feuilles.

Cartes de navigation :

N° 3799. Rade de Brest (1/28.800).

N° 4735. Atterrages de Brest (1/288.100).

N° 5069. La Manche. Partie Ouest. De Brest à Cherbourg et des îles Scilly à l'île de Wight (1/403.000).

N° 5071. Entrée de Brest (1/20.000).

N° 5159. Côte Ouest de France. De la Pointe Saint-Mathieu à l'île de Molène (1/20.000).

N° 5252. Côte Ouest de France. Raz de Sein (1/20.000).

N° 5287. Côte Ouest de France. De Porsal à la Pointe Saint-Mathieu (1/45.510).

N° 5309. Côte Ouest de France. Du Cap de la Chèvre à Audierne. Chaussée de Sein et Raz de Sein (1/45.900).

N° 5316. Côte Ouest de France. De l'île d'Ouessant à la Pointe de Penmarc'h. Abords de Brest (1/119.460).

N° 5400. La Manche (1/797.000).

N° 5567. Côte Ouest de France. De l'île de Molène à l'île d'Ouessant. Passage du Fromveur (1/20.000).

N° 6031. Côte Nord de France. De Brest à l'île de Batz (1/118.600).

N° 6099. Baie de Douarnenez (1/45.500).

B. Hydrographic Office, Londres.

N° L. (DI) 1104. Bay of Biscay (1/1 000 000). Decca chart-chain I (S.W. British).

N° L. (DI) 2643. France North-West coast. Sheet VII. Raz de Sein to Goulven (1/145 000). Decca Chart, chain I (S.W. British).

C. Institut Géographique National, Paris.

Cartes topographiques au 1/80 000 dites « de l'Etat-Major » :

Feuille N° 40. Plouguerneau. Ile d'Ouessant.

Feuille N° 57. Brest.

Feuille N° 72. Quimper.

Cartes topographiques au 1/100 000 :

Feuille A-8. Plabennec.

Feuille A-9. Brest.

Feuille A-10. Pont-Croix.

Feuille B-9. Châteaulin.

Carte de France au 1/250 000 :

Feuille NL-NM. Brest.

Photographies aériennes verticales (environ 1/25 000). Mission Pointe du Raz - Bubry, 0319-0819, 1952, N° 079 à 083.

D. Service de la Carte Géologique, Paris.

Carte géologique détaillée de la France au 1/80 000 :

Feuille N° 40. Plouguerneau-Ouessant (2^{me} édition), par L. CHAURIS.

Feuille N° 57. Brest, par Ch. BARROIS.

Feuille N° 72. Quimper, par Ch. BARROIS.

Carte géologique générale de la France au 1/320 000 :
Feuilles 11-16. Brest-Lorient, par PRUVOST.

E. Divers.

Abords du plateau continental, de l'Ouest de l'Irlande au Cap Finisterre. Onze cartes publiées sous la direction de J. FURNESTIN, par L. BERTHOIS et R. BRENOT, Institut Scientifique et Technique des Pêches Maritimes, Paris ; feuilles N^{os} 6 & 7.

Atlas de France, publié par le C.N.R.S., Paris ; feuille N° 25 : Mers et Côtes, lithologie sous-marine, par L. DANGEARD.

Carte lithologique sous-marine des côtes de France, par J. THOULET, Paris, Challamel, 1899 ; feuilles N^{os} 10 et 11.

TABLE DES FIGURES

Fig. 1 Localisation du domaine étudié ..... p. 16
Fig. 2 Influence du décrochement « Kerforne » sur le tracé des côtes 30
Fig. 3 Structure et morphologie littorale de l'île d'Ouessant 39
Fig. 4 Réseau de sondages dans le Sud de l'Iroise 50
Fig. 5 Localisation des échantillons géologiques récoltés en Iroise .. 59
Fig. 6 Esquisse géologique 64
Fig. 7 Reconstitution géologique sous-marine à la sortie du Goulet de Brest 66
Fig. 8 Coupes à travers la Chaussée de Sein et le Haut-Fond de la Chimère 73
Fig. 9 Profil en long du passage du « Fromveur » 76
Fig. 10 Continuité du réseau terrestre et du réseau hydrographique immergé 80
Fig. 11 Coupe à la sortie du Goulet de Brest 87
Fig. 12 Fosse d'Ouessant. Carte bathymétrique de détail 102
Fig. 13 Anciennes plates-formes d'abrasion perchées ou submergées dans l'Iroise et sur les côtes voisines 110
Fig. 14 Profils en long de la vallée de la Helle et de ses principaux affluents 120
Fig. 15 Profils en travers de la vallée de la Helle 121
Fig. 16 Profils en long du talweg principal de la Baie de Douarnenez et de ses deux principaux affluents 123
Fig. 17 Types de dragues 128
Fig. 18 Manœuvre de la drague 132
Fig. 19 La répartition des sédiments dans les parages d'Ouessant 163
Fig. 20 Coupe en travers de deux ridins à l'Ouest du Banc du Four .. 172
Fig. 21 Coupe en travers de deux ridins au Sud du Haut-Fond d'Ouessant 173
Fig. 22 Bancs et rides de sable de part et d'autre de la Chaussée de Sein 174
Fig. 23 Profil en travers des grandes rides du Kafarnao 176
Fig. 24 An Talou. Carte bathymétrique de détail 177
Fig. 25 Courbes granulométriques de 6 échantillons des Pierres Noires 180
Fig. 26 Courbes granulométriques de 4 échantillons du Banc de Tévennec 182
Fig. 27 Courbes granulométriques de 4 échantillons du Banc du Talou
Fig. 28 Courants de marée dans l'Iroise 184

Fig. 29 Distribution des températures en Iroise (été 1962) 192
Fig. 30 Courbes granulométriques de 6 échantillons de sable fin de la Chaussée de Sein 211
Fig. 31 Coupe géologique schématique à la sortie de la Baie de Douarnenez 213
Fig. 32 Courants de marée dans la Baie de Douarnenez 214
Fig. 33 Répartition schématique des sédiments dans la Baie de Douarnenez 217
Fig. 34 Courbes granulométriques de 6 échantillons de graviers et sables de maërl (centre-nord de la Baie de Douarnenez) 218
Fig. 35 Courbes granulométriques de graviers et sables grossiers du centre de la Baie de Douarnenez 220
Fig. 36 Courbes granulométriques de 6 échantillons de sables fins siliceux de l'Est de la Baie de Douarnenez 224
Fig. 37 Répartition des minéraux lourds en Baie de Douarnenez 227
Fig. 38 Taux de CO_3Ca dans les sédiments du vestibule du Goulet de Brest 231
Fig. 39 Les courants de marée dans le vestibule du Goulet de Brest .. 232
Fig. 40 Répartition schématique des sédiments dans le vestibule du Goulet 233
Fig. 41 Iroise méridionale et Baie de Douarnenez : Carte bathymétrique de détail 236
Fig. 42 Bathymétrie du plateau continental au large du Finistère (Sud de la Mer Celtique) 248
Fig. 43 Hypothèses sur les variations du niveau marin depuis 25.000 ans 260

TABLE DES PROFILS DE SONDAGE

(Ces profils sont établis à partir de reproductions photographiques d'enregistrements d'échogrammes)

Pr. 1 — Profil transversal de la Fosse d'Ouessant (partie nord) 89
Pr. 2 — Profil transversal de la Fosse d'Ouessant (partie centrale) .. 89
Pr. 3 — Profil transversal de la Fosse d'Ouessant (partie sud) 89
Pr. 4 — Raz de Sein, banc du Talou et replat rocheux vers —55 mètres 90
Pr. 5 — Replats étagés vers —90 mètres au Nord d'Ouessant 91
Pr. 6 — Replats étagés vers —90 mètres au Nord d'Ouessant 91
Pr. 7 — Banc du Four et amorce du Chenal du Four 92
Pr. 8 — Champ de rides du Four 92
Pr. 9 — Haut-Fond d'Ouessant 92
Pr. 10 — Champ de rides des Pierres Noires 93
Pr. 11 — Bord oriental du Haut-Fond d'Ouessant et champ de rides des Pierres Noires 93
Pr. 12 — Haut-Fond d'Ar Men 96
Pr. 13 — Basse Froide et bord occidental du Banc de Kafarnao 96
Pr. 14 — Les quatre grandes rides au sud du Kafarnao 96
Pr. 15 — Banc de Tévennec 97
Pr. 16 — Banc du Minou et fond du Goulet de Brest 97
Pr. 17 — Sondage sismique au « Boomer » : replat rocheux masqué sous les sédiments vers —55 mètres 94
Pr. 17 bis — Idem : Banc de sable au Sud des Pierres Noires 95
Pr. 18 — Mer Celtique : fond régulier accidenté de petites rides vers —110 mètres 98
Pr. 19 — Banc Parsons : coupe ENE-OSO 98
Pr. 20 — Banc Parsons : flanc ouest et flanc nord 99
Pr. 21 — Banc Parsons : coupe NO-SE 99
Pr. 22 — Banc de Kaiser-i-Hind 99
Pr. 23 et 24 — Enregistrements de houle 100

TABLE DES TABLEAUX

Tab. 1 — Comparaison des résultats de plusieurs dragages répétés au même point 135

Tab. 2 — Comparaison des résultats de 20 analyses calcimétriques par deux méthodes différentes 144

Tab. 3 — Médianes d'indices d'émousssés de quelques lots de galets des quatre grandes nappes situées autour d'Ouessant 167

Tab. 4 — Caractéristiques granulométriques des sables du champ de rides des Pierres Noires 178

Tab. 5 — Caractéristiques granulométriques des sables des bancs du Talou et de Tévennec 178

Tab. 6 — Résultats d'une station courantométrique sur le Haut-Fond d'Ouessant 189

Tab. 7 — Morphoscopie des sables quartzeux. Pourcentages moyens .. 201

Tab. 8 — Caractéristiques granulométriques des sables de la Baie de Douarnenez 221

Tab. 9 — Analyse minéralogique des sables de la Baie de Douarnenez 226

Tab. 10 — Composition de la partie organogène des sables et graviers du dragage IR 396 236

Tab. 11 — Analyse minéralogique de 5 échantillons de sable fin de l'Iroise-nord 238

TABLE DES PLANCHES HORS-TEXTE

Pl. 1 — Carte bathymétrique. Equidistance des isobathes : 10 mètres ; intercalaires de 5 mètres. Cette carte comporte aussi, en tireté, la localisation de 17 profils de sondages reproduits dans le texte.

Pl. 2 — Indices granulométriques.

Pl. 3 — Répartition des sédiments.

Pl. 4 — Carte morphologique générale.

Carte sédimentologique sous-marine des côtes de France au 1/100.000. Feuille de BREST.

TABLE DES MATIÈRES

Avertissement 9

Préface 11

Avant-propos 15

INTRODUCTION : l'Iroise et le Finistère 20

I. La mer d'Iroise 20

II. Les terres voisines 22

A. Les données géologiques 22

B. La morphologie des terres émergées 26

C. Les côtes 28

D. Les îles 37

PREMIERE PARTIE : MORPHOLOGIE SOUS-MARINE

CHAPITRE PREMIER. — RECHERCHES BATHYMETRIQUES

I. Les documents du Service Hydrographique de la Marine 45

II. Les sondages 46

III. Résultats : description générale de la topographie sous-marine 49

CHAPITRE II. — LA GEOLOGIE SOUS-MARINE

I. Les données existantes 55

II. Recherches géologiques 56

III. Résultats : esquisse d'une carte géologique sous-marine 61

CHAPITRE III. — LE RELIEF SOUS-MARIN

I. Les hauts-fonds rocheux : crêtes appalachiennes et abrupts de failles immergés 70

II. Les vallées sous-marines 75

CHAPITRE IV. — LES DEPRESSIONS FERMEES. LA FOSSE D'OUESSANT

I. Le Goulet de Brest, vraie ou fausse dépression fermée ? 86

II. La fosse d'Ouessant 101

III. Origine de la Fosse d'Ouessant 105

CHAPITRE V. LES NIVEAUX D'EROSION IMMERGES

I. Les niveaux eustatiques positifs sur les côtes armoricaines 109
II. Les niveaux sous-marins 113
III. Profils en long et en travers des vallées sous-marines : replats et terrasses en relation avec les bas-niveaux quaternaires 118

DEUXIEME PARTIE : LA PELLICULE SEDIMENTAIRE

CHAPITRE VI. — LES DRAGAGES

I. Types de dragues et leur gréement 129
II. La mise en œuvre de la drague et le problème du point 131
III. Exploitation immédiate des résultats ; conservation ou rejet des échantillons 134

CHAPITRE VII. — L'ANALYSE SEDIMENTOLOGIQUE

I. Les cailloux 139
II. Les graviers et les sables 142
III. Représentation graphique des analyses et choix des paramètres 148

CHAPITRE VIII. — LA CARTOGRAPHIE DES SEDIMENTS

I. Les cartes analytiques 153
II. Présentation de la carte sédimentologique sous-marine (feuille de Brest au 1/100.000) 154

CHAPITRE IX. — LA REPARTITION DES SEDIMENTS : LES FONDS DE CAILLOUTIS

I. Fonds rocheux et cailloutis 161
II. Pétrographie des formations caillouteuses ; leur provenance locale 164
III. Morphométrie des formations caillouteuses : cailloux anguleux et galets « vrais » 165

CHAPITRE X. — LA REPARTITION DES BANCS DE SABLE ET SES RAPPORTS AVEC LES COURANTS DE MAREE

I. Description des accumulations sableuses : hauts-fonds et champs de rides dissymétriques 172
II. Le matériel sableux 179
III. Interprétation 181
A. Le mécanisme des courants de marée 181
B. L'explication de la répartition des sédiments 185
C. Résultats d'une station courantométrique sur le Haut-Fond d'Ouessant 187
D. La distribution des températures en Iroise et ses rapports avec les courants de marée 191
E. Stabilité des hauts-fonds sableux : permanence des formes mais renouvellement du matériel 194

CHAPITRE XI. — LES NAPPES DE SABLE FIN
ETUDE MORPHOSCOPIQUE DES SABLES QUARTZEUX

I. Localisation des formations fines 197
II. Buts et méthodes de l'étude morphoscopique 198
III. Résultats des analyses morphoscopiques : homogénéité d'ensemble mais nuances de détail 201

TROISIEME PARTIE : LES ENSEMBLES REGIONAUX

CHAPITRE XII. — LES DIVISIONS DE L'IROISE

I. Les hauts-fonds rocheux : Plateau de Molène et Chaussée de Sein 208
II. Deux secteurs abrités :
A. La Baie de Douarnenez 212
B. Le vestibule du Goulet de Brest 229
III. Les moyennes profondeurs 234

CHAPITRE XIII. — LA PLATE-FORME CONTINENTALE AU LARGE de L'IROISE (Sud de la Mer Celtique)

I. Sources 241
II. Description générale 243
III. Origine des bancs de la Mer Celtique 246

CONCLUSION

I. Les forces en action : les courants de marée et la houle 252
II. Evolution du relief sous-marin de l'Iroise 258

Conclusion générale 263

Plan-résumé 265

SUMMARY 271

BIBLIOGRAPHIE 277

TABLE DES FIGURES 303

TABLE DES PROFILS DE SONDAGES 305

TABLE DES TABLEAUX 306

TABLE DES PLANCHES HORS-TEXTE 306

TABLE DES MATIERES 307

DEPOT LEGAL N° 835
3ème TRIMESTRE 1971
IMPRIMERIE OZANNE
20, RUE DES ROSIERS
——— 14-CAEN ———